

B E R I C H T E

AUS DEM

INSTITUT FÜR MEERESKUNDE

AN DER

CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT KIEL

Nr. 115

BESTIMMUNG DER MEERESOBERFLÄCHENTEMPERATUR MITTELS

HOCHAUFLÖSENDE INFRAROT-SATELLITENMESSUNGEN

VON

THOMAS VIEHOFF

DOI 10.3289/IFM-BER-115

Kopien dieser Arbeit können bezogen werden von  
Institut für Meereskunde an der Universität Kiel  
Abteilung Theoretische Ozeanographie  
Düsternbrooker Weg 20  
23/Kiel - FRG -

ISSN 0341-8561

## Zusammenfassung

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist der Versuch, aus hochauflösenden Infrarotmessungen des polarumlaufenden Satelliten NOAA-7 die Oberflächentemperaturverteilung im Atlantik nördlich der Azoren im August 1981 zu bestimmen. Dazu wird ein Programmpaket zur Verarbeitung der Daten des AVHRR-Radiometers erstellt. Die maximale thermische und geometrische Auflösung des Radiometers wird dabei weitgehend erhalten. Besonderes Gewicht wird auf die geographische Zuordnung der Daten und auf die Trennung der Signale von der Ozeanoberfläche und von Wolkenobergrenzen gelegt. Zur Korrektur der atmosphärischen Attenuation wird die 2-Kanal-Methode verwendet. Die Algorithmen hierzu stammen von E.P.McClain von der NOAA/NESS.

Es zeigt sich, daß die Identifikation von Wolken nicht in allen Fällen befriedigend ist. Einzelne Punktwolken, partiell bedeckte Bildelemente sowie Cirruswolken werden nicht erkannt, wodurch es zur Vortäuschung negativer Temperaturanomalien an der Ozeanoberfläche kommt.

Die unzureichende Kenntnis der Orbitparameter sowie der Lageparameter des Satelliten macht eine nachträgliche, manuelle Korrektur der errechneten geographischen Koordinaten notwendig. Die Genauigkeit der Ortsbestimmung liegt bei  $\pm 2.5$  km.

Zur Prüfung der Verarbeitungsprozedur wird ein Vergleich der radiometrisch gewonnenen Temperaturen zweier Überläufe mit konventionell gemessenen Oberflächentemperaturwerten vorgenommen. Die mittlere Temperaturdifferenz zwischen Satelliten- und in situ-Messungen liegt innerhalb der Fehlergrenzen beider Meßmethoden. Die thermischen Oberflächenstrukturen stimmen bei beiden Messungen weitgehend überein. Der Grund für einzelne größere Temperaturdifferenzen ist die zeitliche Differenz zwischen beiden Messungen. Ein direkter Vergleich der radiometrisch gemessenen Temperaturen beider Überläufe zeigt Unterschiede, die sich durch Veränderungen in der oberflächennahen Grenzschicht des Ozeans erklären lassen. Eine abschließende Bestimmung der Prozesse, die zu Änderungen der thermischen Strukturen führen, ist allein mit IR-Fernerkundungsverfahren nicht möglich.

## Summery

The aim of this report is the determination of sea surface temperatures in the Atlantic north of the Acores in August 1981 from high resolution infrared measurements of the polar orbiting satellite NOAA-7. For that purpose a program package is being developed to process AVHRR-data. The maximal thermal and geometrical resolution of the radiometer is maintained as far as possible. Much importance is attached to the geographic location of the data points and to the distinction between signals from the ocean surface and from the clouds. The split-window-technique is used to correct the atmospheric attenuation. The algorithmn for the correction come from E.P.McClain from the NOAA/NESS.

The identification of clouds is not satisfactory in all cases. Cloud sizes less than the spatial resolution of the sensor and Cirri are not identified as clouds so that a false impression of negative temperature anomalies at the ocean surface is gained.

The insufficient knowledge of the orbit parameters and of the tilt parameters of the satellite make a manual correction of the computed geographic locations necessary in order to obtain an absolute accuracy of  $\pm 2.5$  km.

A comparison between temperatures measured radiometrically during two orbits and ground truth measurements is made to test the procedure of data processing. The mean temperature difference between satellite and in situ measurements is within the margins of error of the two methods of measurements. The thermal pattern at the sea surface in both measurements mostly correspond. Significant temperature differences only exist in some cases. The reason for this is the temporal difference between the two measurements. A direct comparison between the radiometrically measured temperatures during the two orbits shows differences, which can be explained by variations in the near surface layer of the ocean. A definitive explanation of the processes which are responsible for these variations cannot only be given on the basis of infrared remote sensing methods.

## Inhaltsverzeichnis

## Seite

1.	Einleitung	1
2.	Übersicht über bisherige ozeanographi- sche Anwendungen	3
3.	Datenerfassung	5
3.1.	Satelliten	5
3.2.	Instrument	6
3.3.	Orbit	8
3.4.	Datenformat und Übertragung	9
4.	Programmübersicht	17
5.	Rohdatenbearbeitung	20
6.	Koordinatentransformation	25
6.1.	Beziehung Scanwinkel-geozentrischer Winkel	26
6.2.	Nadirberechnung	27
6.3.	Bildpunktberechnung	29
6.4.	Transformation in Bildkoordinaten	30
6.5.	Bahn- und Lagestörungen	31
6.6.	Anpassung an Landkonturen	32
7.	Einflüsse von Ozean und Atmosphäre	38
7.1.	Emission der Meeresoberfläche	38
7.2.	Vertikaler Temperaturverlauf in der Grenzschicht	39
7.3.	Einfluß von atmosphärischen Gasen und Aerosolen	41
7.3.1.	Korrekturverfahren	43
7.4.	Wolkeneinfluß	46
7.4.1.	Eistest	49
7.4.2.	Klimatologischer Test	49
7.4.3.	IR-Kanal Test	49
7.4.4.	IR-Fenster Test	50
7.4.5.	Albedotest	51
7.4.6.	Mittelungen	54
7.4.7.	Wolkenrandtest	55
7.4.8.	Punktwolkenelemination und Glättung	55

	Seite
8. Prüfung des Verfahrens anhand von zwei Datensätzen	59
8.1. Anpassungen	60
8.2. Atmosphärische Korrektur	60
8.3. Wolkenerkennung	62
8.4. Glättung	66
9. Vergleich beider Datensätze	87
10. Vergleich mit in-situ-Messungen	91
10.1. Hydrographische Schnitte	92
10.2. Driftkörpermessungen	95
11. Zusammenfassung der Ergebnisse	112

## 1. Einleitung

Die erdorientierte Nutzung der Weltraumtechnik beschränkte sich in ihrer Anfangsphase im wesentlichen auf die Nachrichtenübertragung und die Beobachtung des Wettergeschehens. Während die Fernerkundung der festen Landoberfläche starke Impulse aus der bemannten Raumfahrt gezogen hat, ist die Erforschung der Ozeanoberfläche und der eisbedeckten Gebiete der Erde durch Fernerkundungsmethoden aus der Wetterbeobachtung hervorgegangen.

Eine großräumige, synoptische Erfassung der Meeresoberfläche ist nur durch Beobachtung von fliegenden Instrumententrägern aus möglich. Diese Meßverfahren dienen der Bestimmung der globalen Wärmebilanz an der Grenzfläche Ozean-Atmosphäre, was für das gesamte Klimageschehen von Bedeutung ist, und können einen Einblick in die kinematischen Prozesse im Ozean geben. In der Vergangenheit war man hauptsächlich darum bemüht, sich ein qualitatives Bild von den Temperaturstrukturen an der Ozeanoberfläche zu verschaffen. Die verbesserten technologischen Bedingungen und Analysenmethoden erlauben es nun, zu quantitativen Aussagen über die beobachteten Phänomene zu gelangen.

Das Ziel dieser Arbeit ist es, die Möglichkeit einer operationellen, quantitativen Bestimmung der Meeresoberflächentemperatur aus Infrarot-Messungen aufzuzeigen. Dabei steht die Beseitigung der atmosphärischen Störungen, vor allem des Wasserdampfes und der Wolken, im Vordergrund. Die zeitliche und räumliche Variabilität dieser Faktoren fordert eine hohe örtliche Auflösung, verbunden mit mehreren, radiometrisch hoch auflösenden, spektralen Fenstern. Durch diese Forderungen wird die Zahl der für eine solche Untersuchung in Frage kommenden Radiometer drastisch eingeschränkt. Wasserdampfeinflüsse führen bei IR-Fernerkundung in subtropischen und tropischen Gebieten zu erheblichen Reduktionen der am Außenrand der Atmosphäre gemessenen Strahlung. Eine vollständige Erkennung der Wolken ist unerlässlich, da speziell durch partiell bedeckte Bildelemente Verfälschungen der Strahlungstemperatur der Ozeanoberfläche zustande kommen.

Die hohe örtliche Auflösung ist eine Bedingung, die sich auch aus den Längenskalen der Temperaturstrukturen an der Oberfläche außerhalb kräftiger Frontensysteme ableitet. Die hier angestrebte Analyse solcher räumlich und thermisch kleinskaliger Strukturen geht über die bisher verwendeten phänomenologischen Methoden hinaus und erfordert aufgrund der anfallenden Datenmenge einen großen Rechenaufwand. Um einen Vergleich mit konventionell gemessenen Oberflächentemperaturen zu ermöglichen, ist eine genaue Zuordnung zwischen den durch Satellitenmessungen gewonnenen Temperaturen und den terrestrischen Koordinaten notwendig. Obwohl ein direkter Vergleich prinzipiell nicht möglich ist, da vollkommen unterschiedliche Meßmethoden verwendet werden, soll die Güte des benutzten Verfahrens an einer Reihe von in-situ-Temperaturmessungen aus dem Gebiet nördlich der Azoren abgeschätzt werden. Erweist sich die Genauigkeit des Verfahrens als ausreichend, so können die derart gewonnenen Strahlungstemperaturen zu einer realistischeren Darstellung von Oberflächentemperaturfeldern beitragen. Zusätzlich können vorab gegebene Satelliteninformationen die Planung und Durchführung von Meßprogrammen beeinflussen.

## 2. Übersicht über bisherige ozeanographische Anwendungen

Ein Großteil bisheriger Arbeiten mit Infrarot-Fernerkundungsverfahren konzentrierte sich auf die Berücksichtigung atmosphärischer Einflüsse und geometrisch bedingter Verzerrungen. Die ozeanographischen Fragestellungen blieben dabei nebensächlich.

Die operationelle Herstellung von Meeresoberflächentemperaturverteilungen erfolgte auf der Basis großräumiger Mittelungen der gewonnenen Strahlungstemperaturen. Umfassende globale Temperaturkarten werden von der NOAA mit Unterbrechungen seit 1970 herausgegeben (Brower et.al. 1976, McClain 1982).

Unabhängig hiervon beschränkte sich der wissenschaftliche Einsatz der IR-Meßdaten in Form von Rohdatenbildern fast ausschließlich auf eine phänomenologische Betrachtung der Strukturen der Oberflächentemperatur und deren Zusammenhang mit kinematischen Vorgängen im Ozean. Diese Beschränkung war auf die unzureichenden meßtechnischen Fähigkeiten der Instrumente in Bezug auf optische Auflösung und Zahl der verfügbaren spektralen Fenster zurückzuführen. Mit der Weiterentwicklung dieser Fähigkeiten war gleichzeitig eine wesentliche Verbesserung der Verfahren zur Korrektur atmosphärischer Attenuation verbunden.

Die mesoskaligen ozeanographischen Phänomene, die bisher mit IR-Messungen untersucht worden sind, liegen zumeist in Gebieten starker Fronten. Im Atlantik trifft dies auf den Verlauf des Golfstroms (Curtis, Rao 1969) und in diesem Zusammenhang besonders auf die Wirbelentstehung und -verbreitung zu (Stumpf, Rao 1975; Vukovich, Chrissman 1980; Spence, Legeckis 1981). Einen weiteren Schwerpunkt bildet das Gebiet des Golfes von Mexiko (Maul 1981; Huh, Di Rosa 1981; Brooks, Legeckis 1981). Im Südatlantik ist das Grenzgebiet zwischen dem Brasilstrom und dem Falklandstrom Gegenstand einiger Untersuchungen gewesen (Warnecke et.al. 1971; Legeckis, Gordon 1982). Ähnliche Arbeiten wurden im Gebiet des Argulhasstomes (Harris et.al. 1978; Lutjeharms 1981) und in der Drake-Passage (Legeckis 1977) durchgeführt.

Zeitliche Sequenzen von IR-Aufnahmen können zur Interpre-



tation kinematischer Bewegungsvorgänge eingesetzt werden. Dieses Verfahren wurde beispielsweise zur Identifizierung von Rossbywellen im östlichen tropischen Pazifik (Stumpf, Legeckis 1977) und im Zusammenhang mit der Modellierung barokliner Wellen (Emery, Mysak 1980) verwendet. Legeckis (1979) benutzte IR-Aufnahmen zur Untersuchung des Zusammenhanges zwischen der Bodentopographie und der Position des Golfstromes sowie der Entstehung von Golfstromwirbeln. Mesoskalige thermische Oberflächenstrukturen finden sich auch in Auftriebsgebieten. Die zeitliche und räumliche Entwicklung dieser Strukturen ist vor Westafrika (LeViolette 1974) und besonders im Gebiet des Somalistromes (Evans, Brown 1981) analysiert worden. Im europäischen Teil des Nordatlantiks waren spezielle Auftriebserscheinungen und Wirbelaktivitäten am Kontinentalabhang in der Biskaya Ziel von Untersuchungen (Dickson et.al. 1980; Dickson, Hughes 1981).

Eine globale Übersicht satellitenregistrierter Frontensysteme findet sich bei Legeckis (1978).

Phänomenologische Untersuchungen, wie sie oben beschrieben worden sind, erfordern wegen der zugrundeliegenden starken Temperaturgradienten normalerweise keine Korrektur der atmosphärischen Attenuation. Fehlen hingegen ausgeprägte Fronten, so werden hohe Ansprüche an eine solche Korrektur und an die geometrische Auflösung des Radiometers gestellt. Dieses trifft für das in der vorliegenden Arbeit behandelte Gebiet im zentralen Nordatlantik, nördlich der Azoren, zu. Die Lage im offenen Atlantik bedeutet eine zusätzliche Schwierigkeit bei der Zuordnung der IR-Bildkoordinaten an terrestrische Koordinaten, da als Referenzpunkte die Azoren die einzigen Landmarken in größerem Umkreis sind. Ein Problem speziell des Nordatlantiks liegt in der hohen Wahrscheinlichkeit der Wolkenbedeckung, die eine IR-Fernerkundung erschwert. Passive Mikrowellenverfahren, die dieses Problem weitgehend eliminieren würden, sind aufgrund der schlechten thermischen und örtlichen Auflösung der zur Zeit verfügbaren Instrumente nicht zur Analyse mesoskaliger Fronten geeignet.

### 3. Datenerfassung

#### 3.1. Satelliten

Für die synoptische Messung der Temperatur großflächiger Ozeangebiete bieten sich ausschließlich Fernerkundungsmethoden an. Hierbei ist das Flugzeug als Instrumententräger nur für begrenzte Gebiete geeignet.

Die Fernerkundung vom Satelliten aus bedient sich zweier, prinzipiell unterschiedlicher Methoden. Zum einen sind dies die geostationären Satelliten, die eine quasi-kontinuierliche Registrierung des größten Teiles der Erdoberfläche ermöglichen. Aufgrund ihrer Orbithöhen von ca 36000 Kilometern entspricht ihre Umlaufperiode gerade einem Tag, so daß sie stationär über einem Gebiet der Erde zu stehen scheinen. Der Nachteil dieser Methode liegt in den hohen Anforderungen an die Lagestabilität der Satelliten. Außerdem ist die Auflösung bei Winkeln von mehr als 50 Grad vom Nadir unzureichend. Die polaren Gebiete lassen sich daher nicht verwertbar erfassen.

Demgegenüber stehen die auf niedrigen Bahnen fast polarumlaufenden Satelliten. Sie ermöglichen eine hochauflösende Erfassung der gesamten Erdoberfläche mit einem zeitlichen Zyklus von wenigen Tagen. Aus den niedrigeren Umlaufbahnen ergibt sich eine höhere geometrische und optische Auflösung, was die Erfassung kleinskaliger Phänomene ermöglicht. Da die Zeitskalen ozeanographischer Ereignisse wesentlich größer als die atmosphärischen Zeitskalen sind, ist die zweimalige Beobachtung eines Gebietes pro Tag ausreichend.

Die Satelliten der TIROS-N/NOAA Serie sind gegenwärtig die einzigen operationell arbeitenden Instrumententräger für ozeanographische IR-Fernerkundung (Abb.3-1). Sie sind die dritte Generation einer amerikanischen Serie polarumlaufender Erderkundungssatelliten. Der Prototyp dieser Serie wurde 1978 unter dem Namen TIROS-N in Zusammenarbeit mit Großbritannien und Frankreich gestartet. Es umkreisen jeweils 2 Satelliten gleichzeitig die Erde, wobei die Bahnen eine unterschiedliche Orientierung zur Sonne besitzen. Gegenwärtig sind es die Satelliten NOAA 6 und

NOAA 7.

Die Nutzlast der Satelliten umfaßt drei Instrumentengruppen, von denen zwei für die Erderkundung eingesetzt werden.

1. TIROS-Operational Vertical Sounder(TOVS)

Dieses System beinhaltet drei Komponenten mit örtlichen Auflösungen zwischen 17.4 und 147 Kilometern:

- a) High Resolution Radiometer Sounder(HIRS)
- b) Stratospheric Sounding Unit(SSU)
- c) Microwave Sounding Unit(MSU)

Nur das erste der genannten Instrumente besitzt mit seinen 20 Spektralkanälen die Möglichkeit zur IR-Temperaturmessung.

2. Advanced Very High Resolution Radiometer(AVHRR)

Dieses Instrument erfüllt die Forderungen nach hoher örtlicher und thermischer Auflösung und bietet gegenwärtig die optimalsten Beobachtungsmöglichkeiten ozeanographischer Oberflächentemperaturverteilungen.

### 3.2 Instrument

Alle in dieser Arbeit verwendeten Daten stammen von dem AVHRR/2, einer erweiterten Version des AVHRR, das auf NOAA 7 fliegt. Dieses Radiometer besitzt 5 Spektralkanäle, von denen zwei im sichtbaren Spektralbereich bzw. an der Grenze zum Infraroten liegen(Abb.3-2). Sie registrieren im wesentlichen die rückgestreute solare Strahlung. Die drei übrigen Kanäle liegen im infraroten Bereich des Spektrums und sind bei 3.7  $\mu\text{m}$ , 10.75  $\mu\text{m}$  und 11.9  $\mu\text{m}$  zentriert. In Abb.3-3 und 3-4 sind die spektralen Empfindlichkeiten wiedergegeben. Die Kanäle befinden sich in den sogenannten atmosphärischen Fensterbereichen, wobei die Kanäle 4 und 5 schwach überlappend den Bereich von 10-12.5  $\mu\text{m}$  abdecken("Split-Window" Kanäle). In Tabelle 1 sind die spektralen Charakteristiken aller Kanäle des AVHRR/2 zusammengestellt(nach Lauritzen et.al. 1979).

Das Instrument arbeitet mit einem rotierenden Spiegel, der die einfallende Strahlung über einen optischen Weg auf die 5 Detektoren wirft. Für die Kanäle 1 und 2 sind dies Silizium-Detektoren. Bei den übrigen Kanälen werden Indium-Anti-

Tabelle 1

Spektrale Charakteristiken der AVHRR/2-Kanäle

Kanalnummer	Wellenlängen(μm)	Anwendungen
1	0.58 - 0.68	Wolken-, Aerosol- und Land/Wasser Verteilung
2	0.725- 1.10	Wolken, Vegetation
3	3.55 - 3.93	Wasser/Eis-Verteilung, Schnee
4	10.30 -11.30	Meeresoberflächen-
5	11.50 -12.50	temperatur

Tabelle 2

Orbitparameter für NOAA 6 und NOAA 7

Parameter	NOAA 6	NOAA 7
Inklination	98.67°	98.8976°
Umlaufperiode	101.207 min.	102.041 min.
mittl. Orbithöhe	829.0 km	861.5 km
Bahnexzentrizität	0.01	0.01
lokale Sonnenzeit beim Äquatorüber- gang	19:27:00	14:30:00

mon Detektoren( $3.7\text{ }\mu\text{m}$ ) und Quecksilber-Kadmium-Tellur Detektoren( $10.75\text{ }\mu\text{m}$  und  $11.9\text{ }\mu\text{m}$ ) verwendet(Schwalb 1978). Die Empfindlichkeit der IR-Kanäle wird mit einem NEAT  $0.12^\circ\text{K}$  bei  $300^\circ\text{K}$  angegeben(NEAT=Noise equivalent differential temperature); das Signal/Rausch Verhältnis der Kanäle 1 und 2 beträgt 3:1 bei 0.5% Albedo.

Der Spiegel rotiert mit 360 Upm. Pro Umdrehung wird eine Scanlinie aufgenommen, die, senkrecht zur Flugbahnebene, auf einem Großkreissegment liegt(Abb.3-5). Bei einem Öffnungswinkel von  $\pm 55.4^\circ$  vom Nadirpunkt aus gerechnet und einer Datenerfassungsrate von 2048 Einzelmessungen(Pixeln) pro Scanlinie und Kanal ergibt sich ein optisches Auflösungsvermögen von  $1.3\text{ mrad}$ . Daraus folgt mit der in Tabelle 2 angegebenen Orbithöhe eine örtliche Auflösung an der Erdoberfläche von ca. 1.1 Kilometern im Nadir.

### 3.3 Orbit

Die Satelliten umlaufen die Erde auf sonnensynchronen Bahnen mit Orbithöhen von 833 bzw. 870 Kilometern. Es ergeben sich daraus Umlaufzeiten von ca. 102 Minuten, was 14.1 Umläufen pro Tag bzw. einer nodalen Regression von  $25.6^\circ$  pro Orbit nach Westen entspricht.

Die Bahn ist infolge der Abplattung der Erde Störungen unterworfen. Die Bahnebene vollführt durch diese säkularen Störungen eine Präzession, wodurch sie mit einer Rate von  $0.991^\circ/\text{Tag}$  nach Osten versetzt wird. Dieser aus den Bahndaten für NOAA 7 gewonnene Wert(Tabelle 2) entspricht nahezu dem für eine sonnensynchrone Bahn geforderten Wert und ist durch Inklination und Orbithöhe bestimmt. Für den Fall einer vollen Drehung der Bahnebene um  $360^\circ$  innerhalb eines Jahres, bezogen auf das Fixsternsystem, ist eine Präzession von  $0.986^\circ/\text{Tag}$  erforderlich(Bohrmann 1966). Die Präzessionsgeschwindigkeit ist während eines Umlaufes nicht konstant. Am Äquator verschwindet sie völlig, da dort keine Störkomponente infolge der Abplattung auftritt.

Eine weitere säkulare Störung bewirkt eine Drehung der Apsidenlinie. Für Inklinationswinkel über  $63.4^\circ$  erfolgt eine Drehung gegenläufig zur Flugrichtung. Sie hat für die Satel-

liten der NOAA-Serie einen Wert von etwa  $-2.85^{\circ}$ /Tag. Kurzperiodische Störungen bewirken Änderungen der großen Halbachse sowie der Exzentrizität. Restwiderstände der Atmosphäre und Sonneneinflüsse verursachen lediglich langperiodische Änderungen der Bahn.

NOAA 7 überquert den Äquator um 14<sup>30</sup> lokaler Sonnenzeit von Süden nach Norden. In einem Abstand von 9 Tagen überfliegen die Satelliten annähernd dieselben Gebiete, eine exakte Wiederholung der Bahnkonstellationen findet jedoch nicht statt. Die Projektionen der Bahn von NOAA 7 für den Zeitraum vom 20.8. bis 28.8. 1981 im Bereich des Nordostatlantiks sind in Abb.3-6 wiedergegeben. Die tägliche, östliche Versetzung beträgt  $2.87^{\circ}$ .

### 3.4. Datenformat und Übertragung

Die hohe Auflösung des Instrumentes führt zu einer Datenerfassungsrate, die keine Speicherung der vollständigen Daten des AVHRR/2 an Bord des Satelliten zuläßt. Es erfolgt eine direkte Übertragung im sogenannten HRPT-Format(High Resolution Picture Transmission). Neben diesem Format steht für die allgemeine Nutzung noch das APT-Format(Automatic Picture Transmission) als VHF-Video Übertragungsformat zur Verfügung. Der schematische Datenfluß ist in Abb.3-7 dargestellt.

Die Übertragungsrate des in dieser Arbeit verwendeten HRPT-Formates beträgt 66540 10-Bit Worte pro Sekunde. Dabei teilen sich die Daten in 6 Blöcke auf, die untereinander gleich gestaltet sind. Jeder Block enthält einen Datenkopf, in dem die Satellitenadresse, Tag und Uhrzeit(in Millisekunden), Synchronisationsdaten sowie Referenzwerte für die Eichung der AVHRR/2-Kanäle gespeichert sind. Weiterhin ist in jedem Block ein sogenannter TIP-Datensatz(Tiros Information Processor) vorhanden, in dem Daten der drei TOVS-Instrumente und anderer an Bord befindlicher Meßapparaturen zusammengefaßt sind. Außerdem sind dort satelliteninterne Informationen enthalten. Der TIP-Datensatz hat eine niedrigere Übertragungsrate als die AVHRR-Daten, was dazu führt, daß in je 3 Blöcken der gleiche TIP-Datensatz vorhanden ist.

Jeder einzelne Block enthält weiterhin eine vollständige Scanlinie des AVHRR/2 mit 2048 Daten pro Spektralkanal, zusammen 10240 10-Bit Worte.

Die Notwendigkeit einer Direktübertragung beschränkt die Empfangsmöglichkeiten von Daten aus einem bestimmten Gebiet. Für den Nordatlantik im Bereich der Azoren stehen daher auf europäischer Seite die Empfangsstationen des Centre de Meteorologie Spatiale in Lannion/Frankreich und des Dept. of Electronic Engineering der Universität Dundee/Schottland zur Verfügung. Weiter östlich gelegene Stationen sind nicht in der Lage, HRPT-Daten von diesem Teil des Nordatlantik zu empfangen. Die beiden genannten Stationen können HRPT-Daten bereitstellen. Die nicht satellitenintern vorhandenen Angaben über den Ort und die Zeit des Durchganges durch den aufsteigenden Bahnknoten werden von den Stationen mitgeliefert.

# TIROS-N Spacecraft

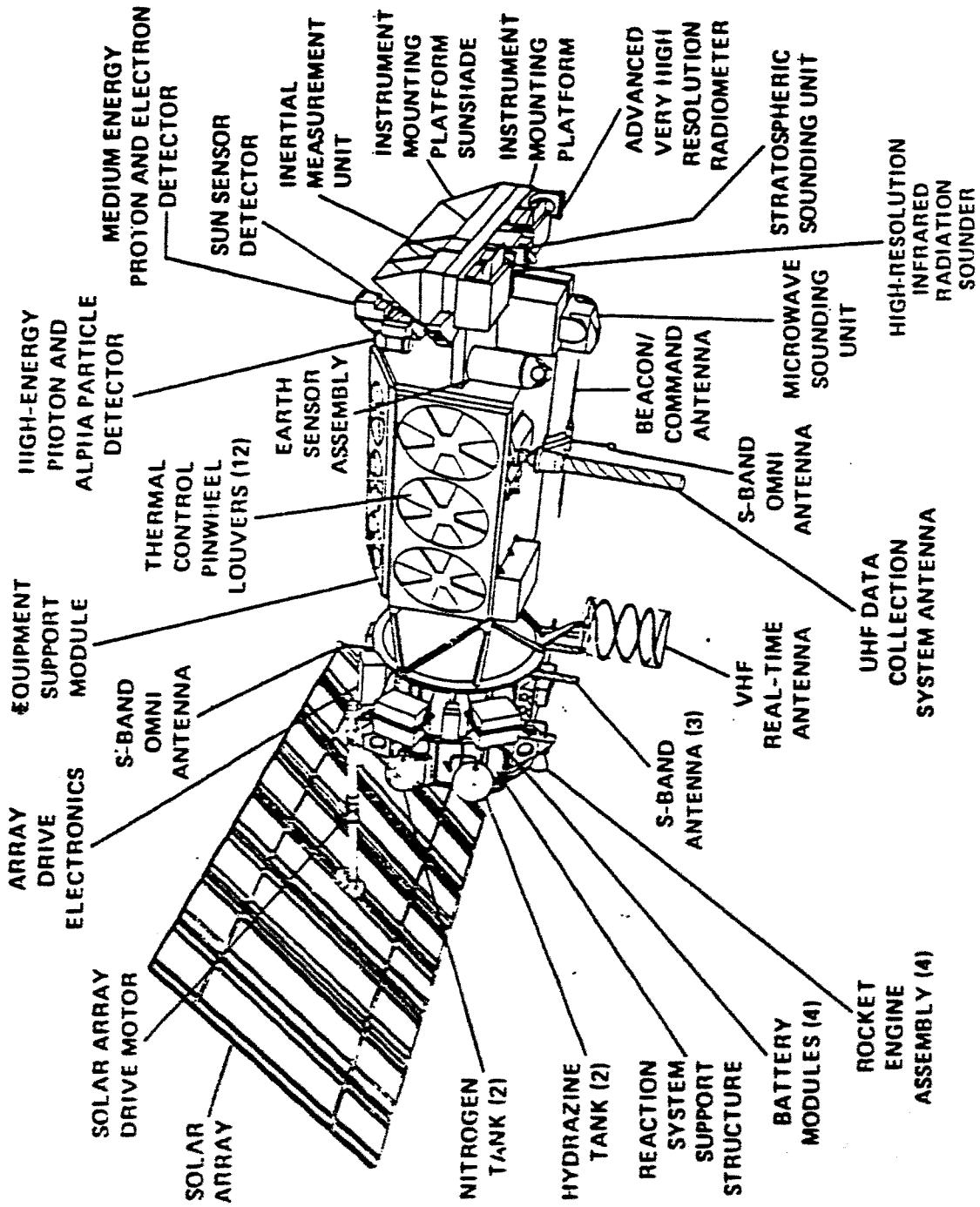


Abb.3-1 Schematische Darstellung des Prototyps der TIROS-N/NOAA Satellitenserie  
(aus: Schwalb 1978)



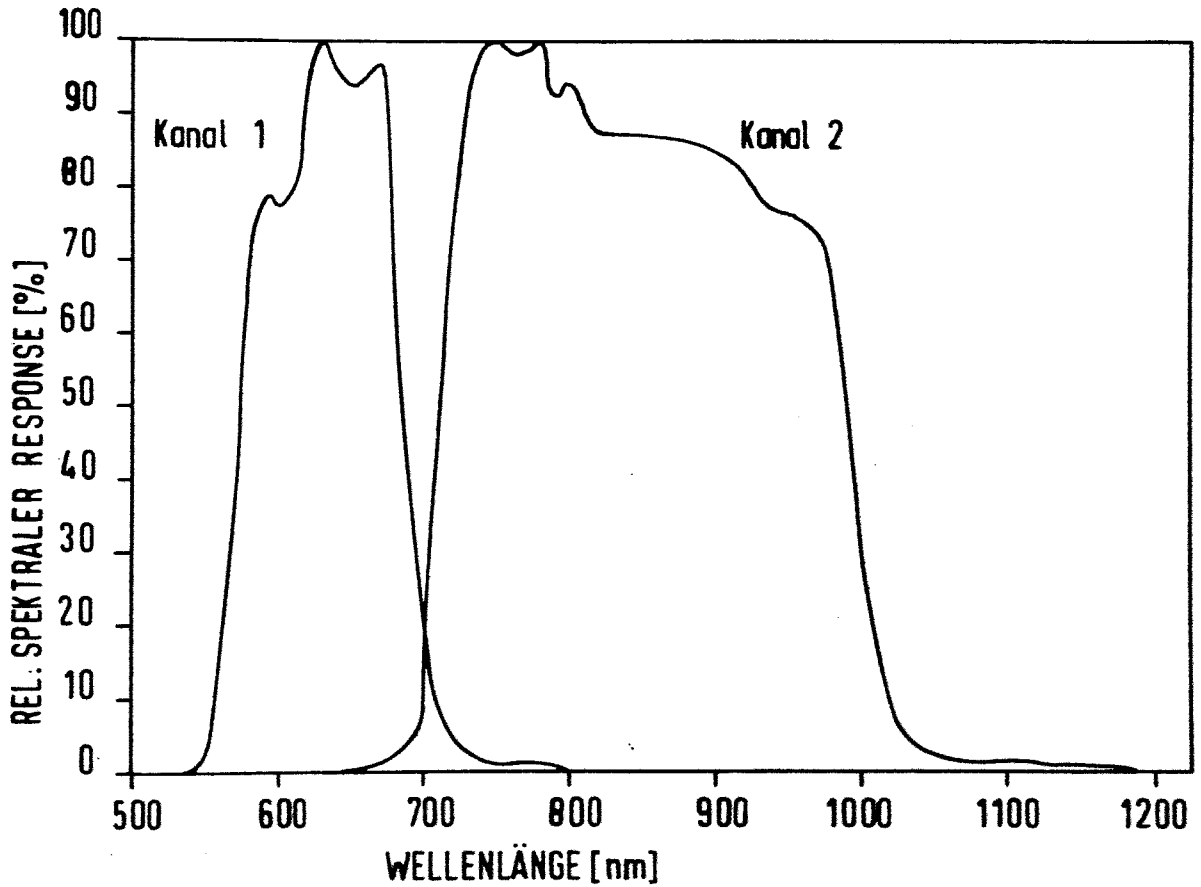


Abb.3-2 Relative spektrale Empfindlichkeit der Kanäle  
1 und 2 des AVHRR/2

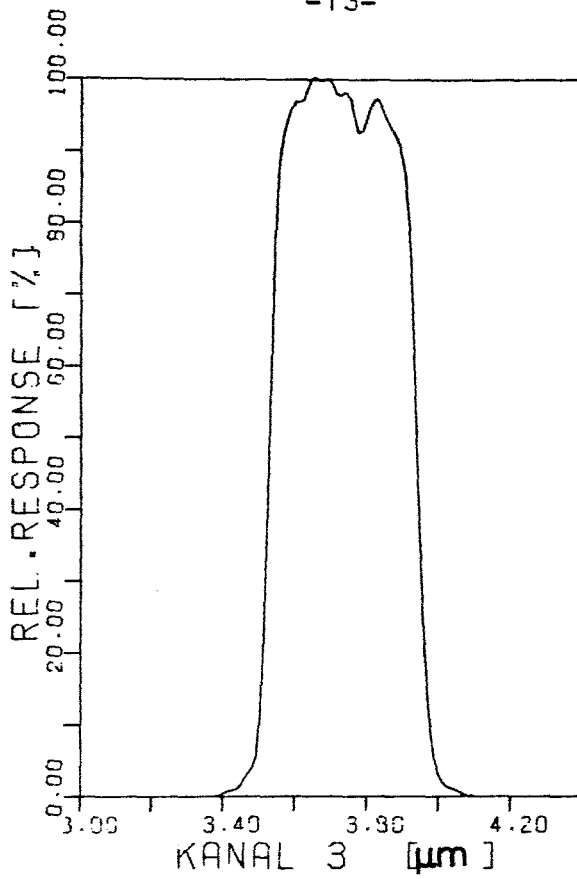


Abb.3-3 Relative spektrale Empfindlichkeit des Kanals 3

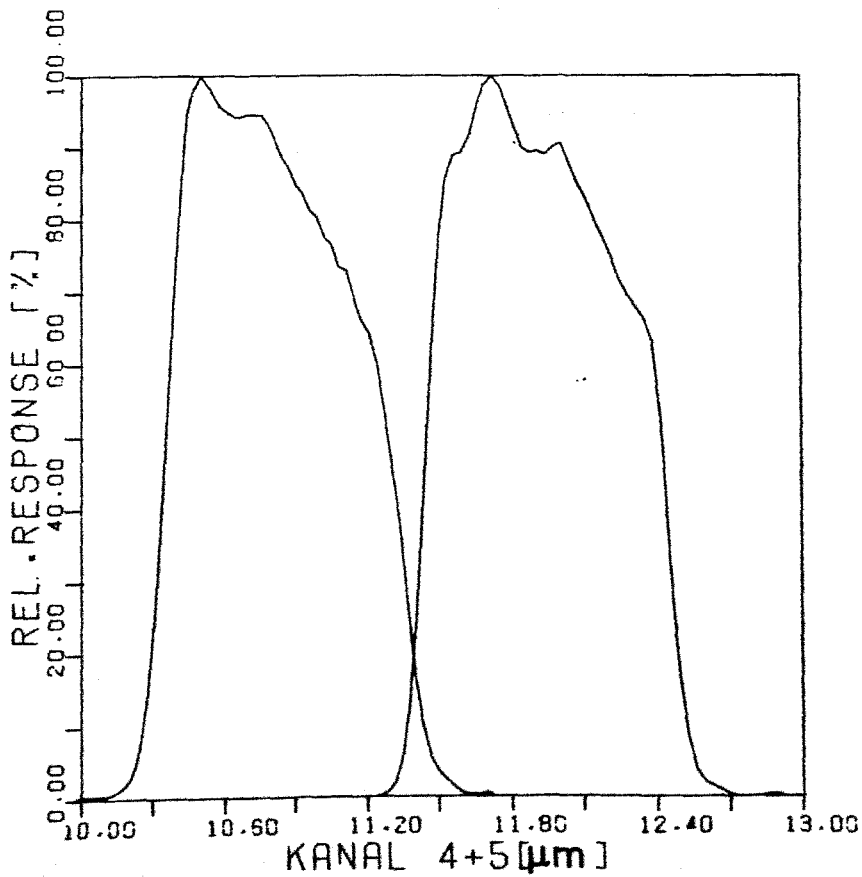


Abb.3-4 Relative spektrale Empfindlichkeit der Kanäle  
4 und 5

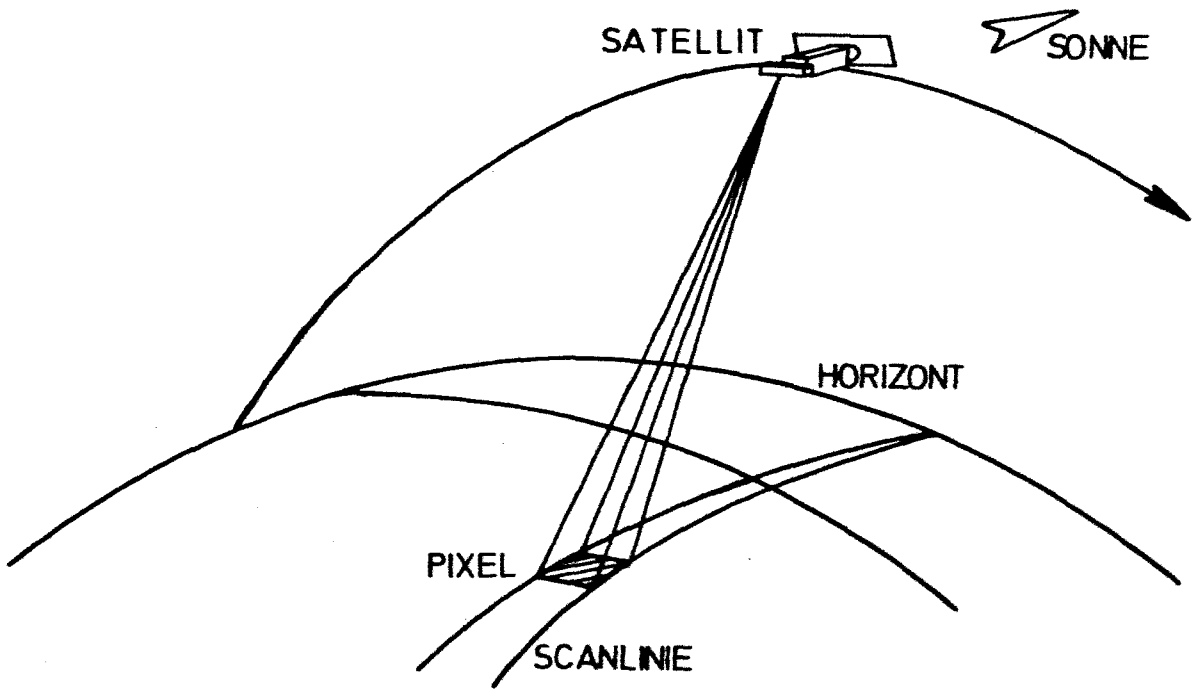


Abb.3-5 Schematische Darstellung der Aufnahme einer Scanlinie

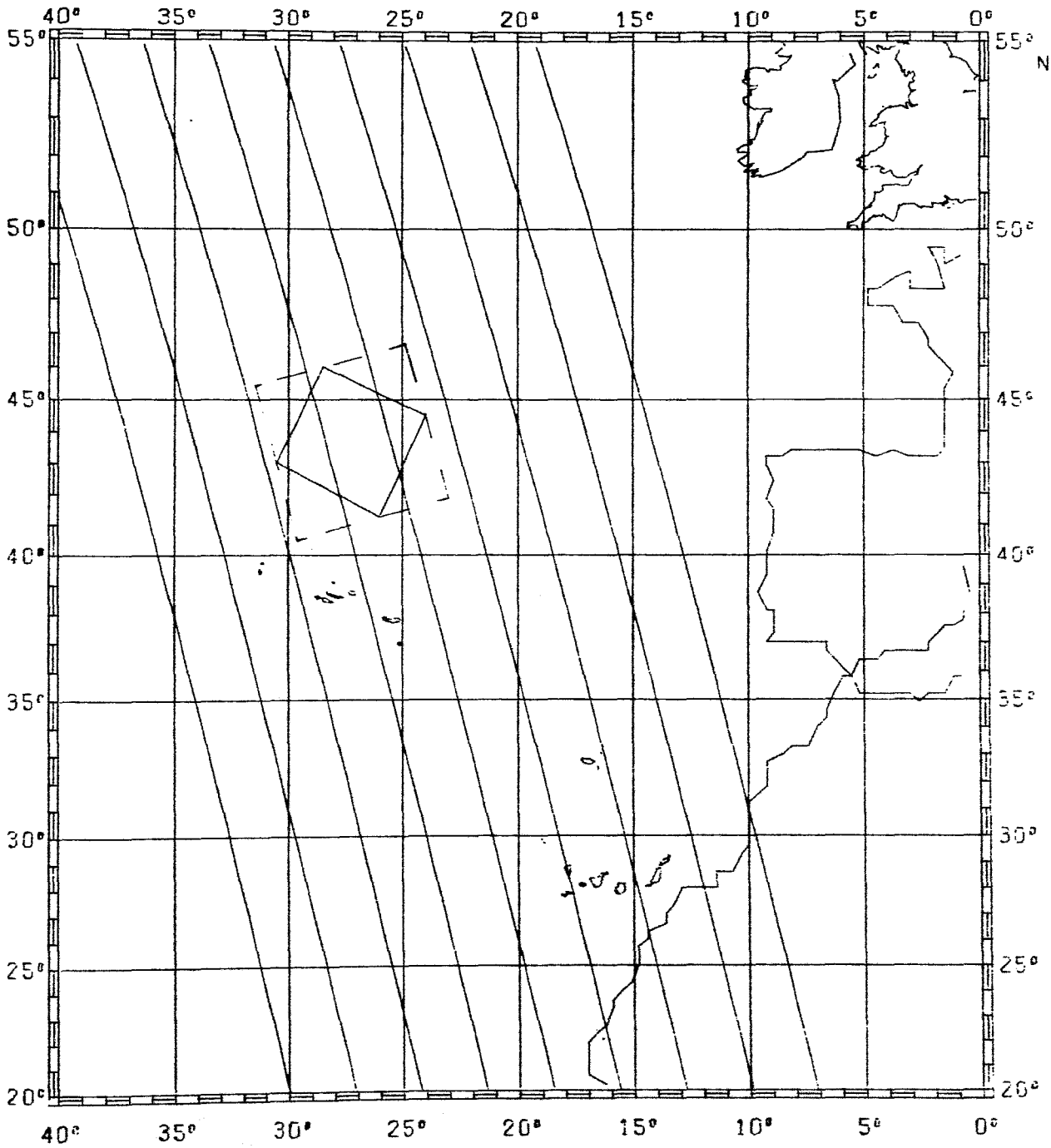


Abb.3-6 Projektion der Bahn von NOAA 7 über dem Nordost-  
Atlantik im Zeitraum vom 20.8-28.8 1981 (zeit-  
liche Abfolge von West nach Ost). Gestricheltes  
Rechteck: Untersuchungsgebiet; durchgezogenes  
Rechteck: Boxgebiet während der Meßphase im  
August/September 1981

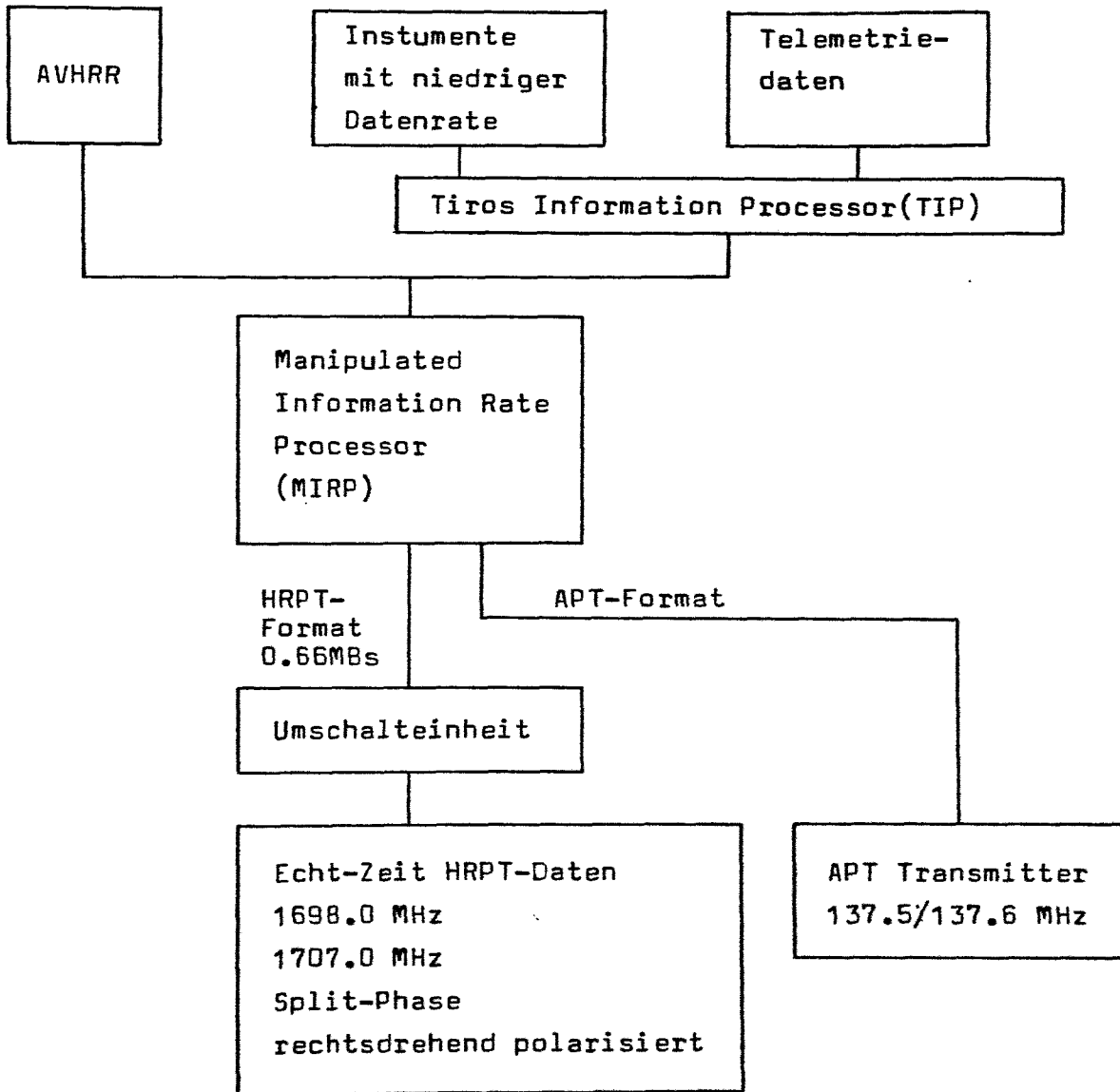


Abb.3-7 Schematischer Datenfluss für die AVHRR-Daten,  
TIROS-N/NOAA A-G

#### 4. Programmübersicht

Im folgenden soll das in dieser Arbeit erstellte Programmpaket zur Verarbeitung der Satellitenrohdaten in seinem Aufbau kurz erläutert werden.

Es läßt sich eine Einteilung des gesamten Verarbeitungsweges in vier Stufen vornehmen:

1. Rohdatenbearbeitung bis zur Erstellung der Strahlungstemperaturen
2. Transformationen zwischen Bildkoordinaten und terrestrischen Koordinaten
3. Beseitigung atmosphärischer Einflüsse
4. Vergleich mit in situ gemessenen Temperaturen

Ein Blockdiagramm der Verarbeitungsprozedur ist in Abb.4-1 wiedergegeben. Alle Berechnungen wurden auf der PDP 11/45 des Institutes für Meereskunde durchgeführt.

Als Eingaben stehen 5 Datenquellen zur Verfügung. Es sind dies die auf Magnetbändern gespeicherten Rohdaten, die aktuellen Bahndaten, die von der NASA/NESS gelieferten konstanten Orbitparameter und Instrumentenparameter zur Kalibrierung und eine mittels Faksimilemaschine erstellte Grauwertdarstellung eines der Kanäle der auf Magnetband vorhandenen Daten. Soll nur ein Ausschnitt des Datensatzes bearbeitet werden, so ist zusätzlich eine Angabe der geographischen Eckpunkte dieses Ausschnittes erforderlich. Für einen Vergleich mit in-situ-Messungen der Oberflächentemperatur ist ein Datenfile mit den entsprechenden Temperaturen, den geographischen Koordinaten und der Zeit der Messung notwendig. Die Prozedur der Wolkenerkennung greift auf einen Satz von Korrekturwerten zurück, um die Abhängigkeit der Albedo vom aktuellen Sonnenstand zu berücksichtigen.

Das Programmpaket gliedert sich auf in eine Anzahl von Einzelkomponenten. Diese Aufteilung ist wegen der Größe der Datenmenge erforderlich und bietet gleichzeitig eine Kontrolle der einzelnen Verarbeitungsstufen. Nach jeder Stufe erfolgt die Zwischenspeicherung der Bilddaten auf Magnetbändern. Ein Informationsfile, in dem alle notwendigen Orbitparameter, die satelliteninternen Zeitangaben und die Bildkoordinaten des zu verarbeitenden Ausschnittes zusammenge-

faßt sind, sorgt für die Verbindung der einzelnen Programmteile. Diesem Informationsfile werden bei jeder Verarbeitungsstufe die sich dort ergebenden Steuerungsparameter hinzugefügt.

Die Bilddaten werden scanlinienweise gespeichert, das heißt, jede Verarbeitungsprozedur läuft im Bildkoordinatensystem ab. Lediglich bei der Berechnung der Isolinien von Temperatur- und Albedowerten erfolgt eine Transformation in terrestrische Koordinaten.

Eine bildpunktweise Verarbeitung ohne vorherige Mittelung ergibt sich aus der Forderung nach maximaler geometrischer Auflösung. Daher ist die Datenverarbeitung bei einer Datenmenge von ca.  $30 \times 10^6$  10-Bit Worten pro Überlauf sehr rechenzeitintensiv. Dies gilt vor allem für die Umwandlung der Rohdaten in Strahlungstemperaturen, für die Korrektur der Albedowerte und für die Zuordnung der geographischen Koordinaten. Der Rechenaufwand wird im wesentlichen durch die Größe des zu untersuchenden Gebietes bestimmt. Eine Echtzeit Verarbeitung ist jedoch nicht möglich. Aufgrund des Fehlens einer eigenen Empfangsanlage ist dies auch nicht erforderlich.

Die den einzelnen Bearbeitungsstufen zugrundeliegenden Ideen und Prozesse sollen in den nachfolgenden Kapiteln dargestellt werden.

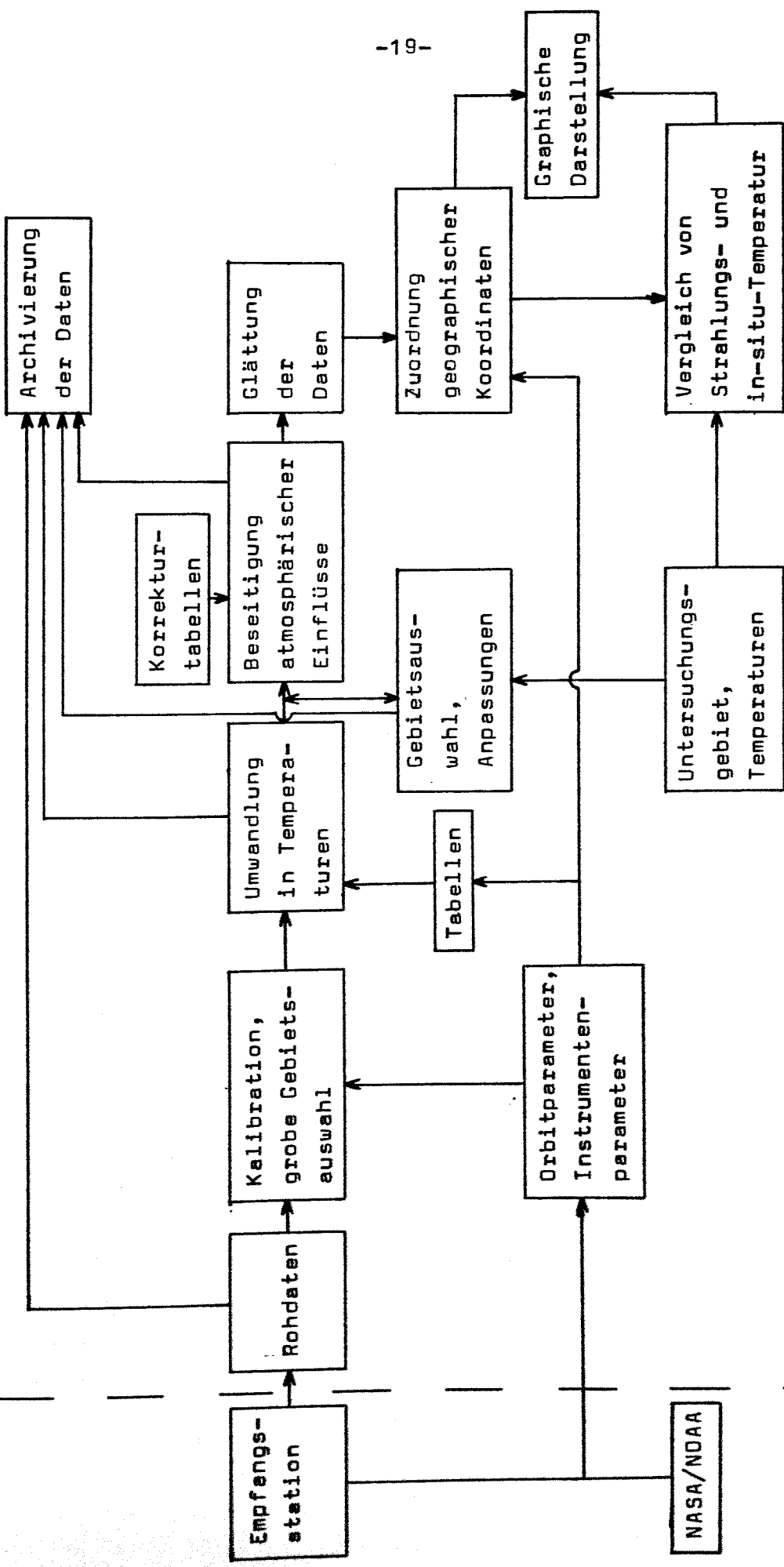


Abb.4-1 Blockdiagramm der Verarbeitungsprozedur der AVHRR/2-Daten



## 5. Rohdatenbearbeitung

In der ersten Bearbeitungsstufe werden aus den digitalen Rohdaten der Kanäle 3 bis 5 die Strahldichten und die Strahlungstemperaturen errechnet. Für die Kanäle 1 und 2 werden die prozentualen Albedowerte bestimmt.

Zuerst wird eine Umwandlung der 10-Bit worte des HRPT-Formates in 16-Bit worte vorgenommen. Gleichzeitig kann anhand der Grauwertdarstellung der Banddaten eines Spektralkanales eine erste, grobe Gebietsauswahl durch Beschränkung der Scanlinienzahl erfolgen. Die darauf folgenden Prozeduren der Umwandlung in Strahldichten geschehen im wesentlichen analog zu der von Lauritzen et. al.(1979) beschriebenen Methoden.

Für alle 5 Spektralkanäle wird eine lineare Beziehung zwischen dem Rohdatenwert und dem Albedowert(Kanäle 1 und 2) bzw. der Strahldichte(Kanäle 3 bis 5) angenommen. Die Kanäle 1 und 2 wurden nur vor dem Start geeicht. Von der NOAA/NESS werden für jedes Instrument die entsprechenden Eichcharakteristiken dieser Kanäle angegeben. Die IR-Kanäle hingegen werden während der Flugphase einer ständigen Kalibrierung unterworfen. Dazu wird bei jeder vollen Drehung des Spiegels die Strahldichte des Weltalls und die Strahldichte eines satelliteninternen, schwarzen Körpers gemessen. Die Temperatur des Schwarzkörpers hat einen Sollwert von  $288^{\circ}\text{K}$ . Der reale Wert wird von 4 Platinwiderstandsthermometern gemessen, deren Spannungswerte im Kopf eines jeden HRPT-Blockes enthalten sind. Für die Festlegung der jeweiligen Eichgeraden müssen die Strahldichten der beiden Referenzobjekte bekannt sein. Während die Flächenintensität der Weltraumstrahlung mit Null angesetzt wird, erhält man die Intensität des internen Schwarzkörpers mit Hilfe der Planck'schen Strahlungsfunktion. Zur Minimierung des Meßrauschens wird die Temperatur des Schwarzkörpers über jeweils 10 Werte eines jeden Thermometers übergreifend gemittelt. Aus der so ermittelten Temperatur erhält man die Strahldichte zu

$$N(T) = \int_0^\infty B(\nu, T) \times \hat{\Phi}(\nu) d\nu \quad (5.1.)$$

$N(T)$ : Strahldichte ( $\text{mW}/(\text{sr m}^2 \text{ cm}^{-1})$ )

$B(V,T)$ : Planck'sche Strahlungsfunktion

$\hat{\Phi}$ : normierte spektrale Empfindlichkeit(Response)

$V_1, V_2$ : Wellenzahlen an den Rändern der spektralen Bandbreite

Außerhalb der Randwellenzahlen ist  $\hat{\Phi}(V)=0$ . Die Responsefunktionen der drei IR-Kanäle sind in Abb.3-3 und 3-4 wiedergegeben. Die Gleichung(5.1) wird approximiert durch

$$N(T) = \sum B(V_i, T) \times \hat{\Phi}(V_i) \Delta V \quad (5.2)$$

mit

$$\hat{\Phi}(V_i) = \frac{\Phi(V_i)}{\sum_{j=1}^n \Phi(V_j) \Delta V}, \quad (5.3)$$

wobei  $\Phi(V)$  die Responsefunktion darstellt.

Die normierte spektrale Empfindlichkeit liegt für alle drei IR-Kanäle an 60 Wellenzahlen vor. Die spektrale Auflösung zwischen diesen Wellenzahlen beträgt  $8.7 \text{ cm}^{-1}$  für Kanal 3 und  $2.5$  bzw.  $2.3 \text{ cm}^{-1}$  für die Kanäle 4 und 5. Der Zusammenhang zwischen der Strahldichte und der Temperatur ist in Abb.5-1 dargestellt. Für jede Scanlinie wird die Eichbeziehung neu bestimmt.

Während bei Kanal 3 keine Nichtlinearität vorliegt, muß für die Kanäle 4 und 5 eine Korrektur angebracht werden, da die Detektoren schwach nichtlineare Eichcharakteristiken haben(Lauritzen 1980). Der Fehler, der durch die Verwendung einer 2-Punkte Eichung entstehen würde, ist in Abb.5-2 dargestellt. Zur Korrektur werden die dort aufgezeigten Differenzen verwendet, die in  $10^{\circ}\text{K}$  Intervallen gemessen worden sind. Zwischen den Intervallen wird linear interpoliert. Die Abweichung der so bestimmten Temperatur von der tatsächlichen Temperatur ist kleiner als  $0.01^{\circ}\text{K}$ .

Mit der durch Gleichung(5.2) beschriebenen Prozedur werden aus den Rohdaten Strahldichten bestimmt. Für eine sinnvolle Weiterverarbeitung der Daten ist eine neuerliche Umwandlung in Temperaturen notwendig. Dazu muß für jedes Bildelement die Gleichung(5.1) invertiert werden. Dies geschieht mittels Tabellen, in denen in einem Temperaturabstand von  $0.05^{\circ}\text{K}$  Temperaturen und zugehörige Strahldichten aufgelistet sind. Eine genauere Invertierung ist

wegen des Instrumentenrauschens von  $NE\Delta T = 0.12^\circ K$  nicht sinnvoll. Die Tabellen sind für alle IR-Kanäle und für einen Temperaturbereich von  $0-30^\circ C$  vorhanden. Alle Temperaturmeßwerte außerhalb dieses Bereiches werden mit den Randwerten gleichgesetzt, wodurch eine Nichtberücksichtigung dieser Werte erfolgt. Die Beschränkung auf einen relativ eng gefaßten Temperaturbereich bedeutet eine wesentliche Reduzierung der Rechenzeit. Die Wahl des Temperaturbereiches ist jedoch variabel.

Zusätzlich zur Eichung werden die Zeitangaben der internen Uhr des Satelliten zur späteren geographischen Navigation der Scanlinien gespeichert, sowie eventuell auftretende Scanlinienausfälle registriert.

Bei Tagesüberläufen werden nur die Kanäle 1 und 2 sowie 4 und 5 weiterverwendet, da durch die Streuung direkter solarer Strahlung der Kanal 3 teilweise unbrauchbar ist. Bei Nachtüberläufen werden nur die IR-Kanäle 3 bis 5 weiterverarbeitet.

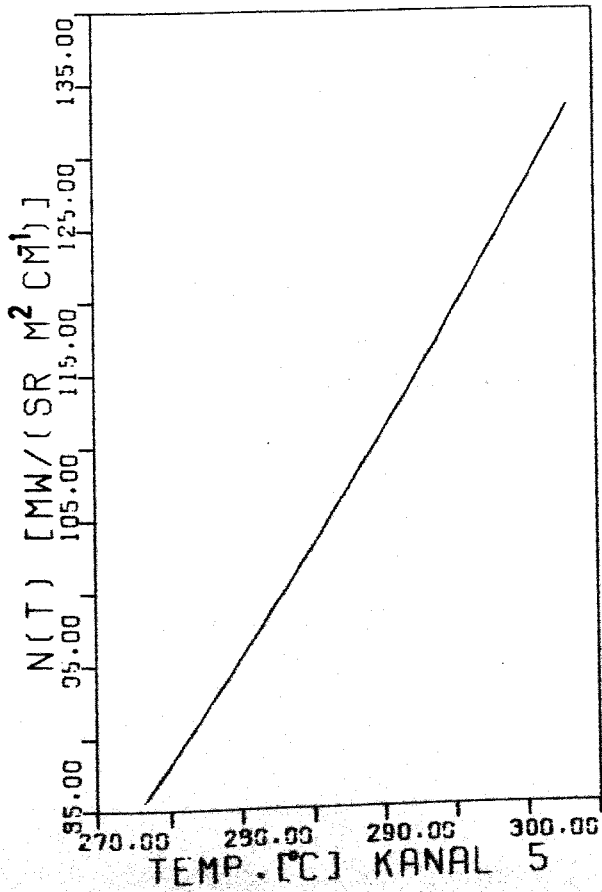
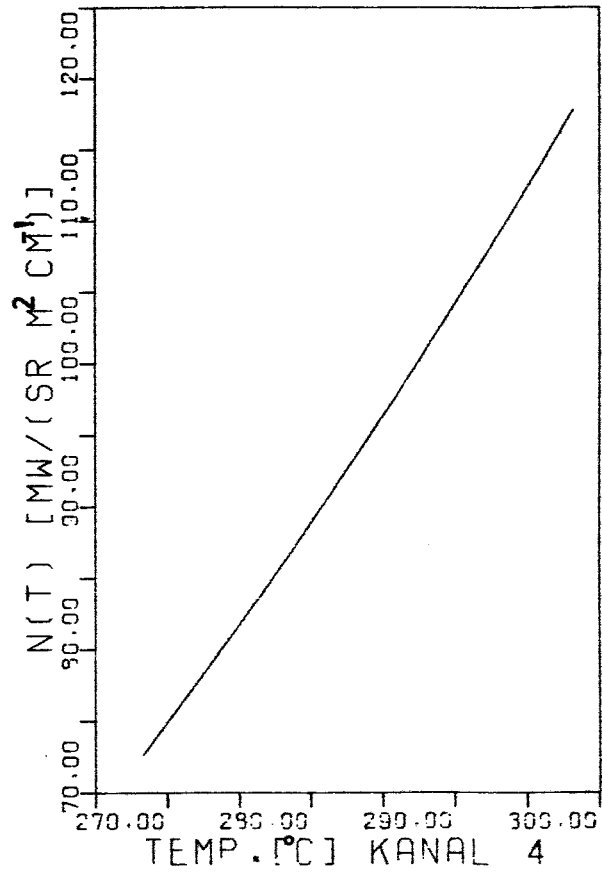
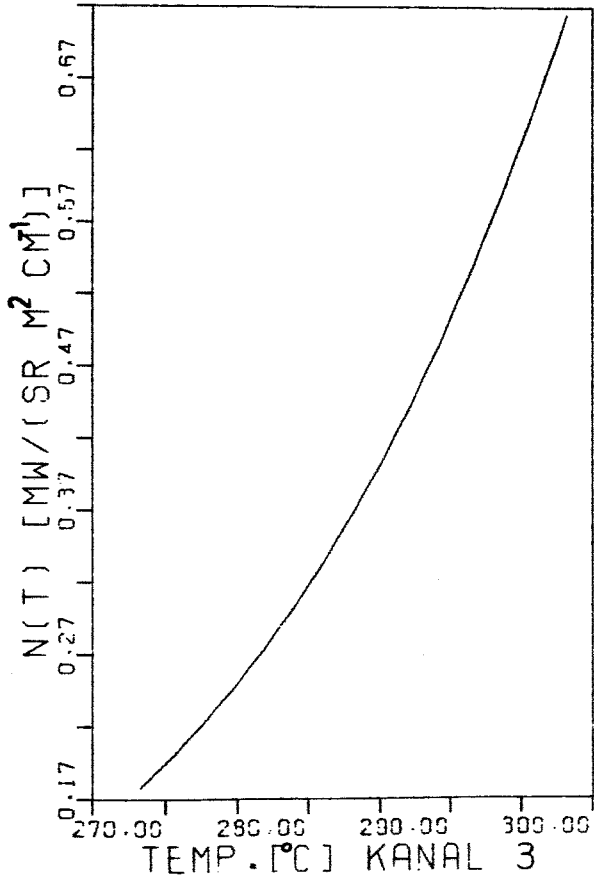


Abb.5-1 Zusammenhang zwischen Temperatur und Strahl-dichten für die drei IR-Kanäle des AVHRR/2

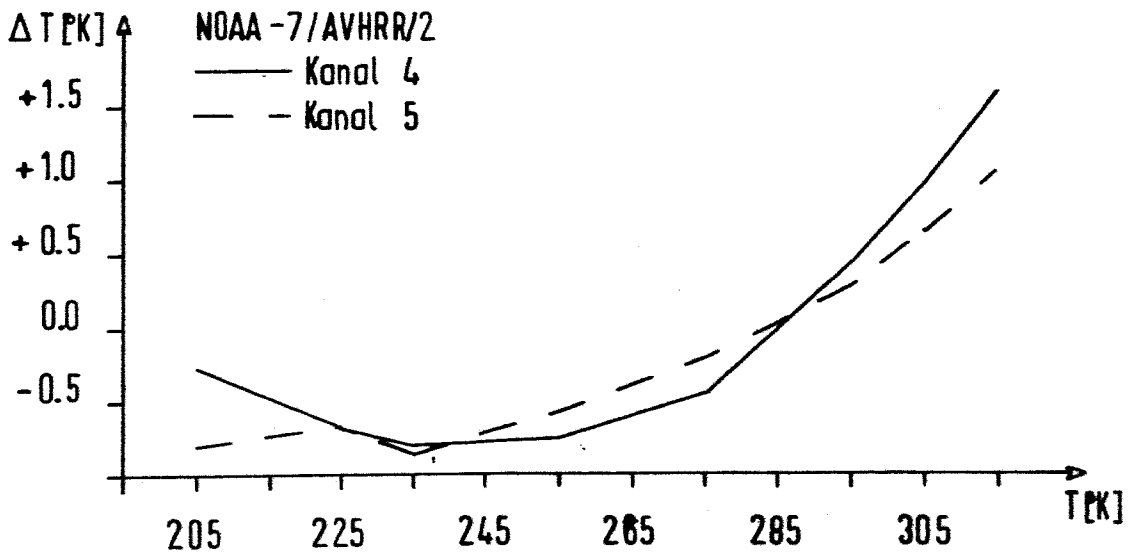


Abb.5-2 Diffrenz zwischen der tatsächlichen Temperatur und der durch eine 2-Punkte-Eichung ermittelten Temperatur eines Objektes (nach Lauritzen 1980)

## 6. Koordinatentransformation

Der Vorteil der hochauflösenden IR-Daten kann nur dann optimal genutzt werden, wenn jedem Bildelement möglichst genau die geographischen Koordinaten zugeordnet werden können. Die Transformation zwischen dem Bildkoordinatensystem und dem geographischen Koordinatensystem hängt von der relativen Bewegung der beiden Systeme zueinander ab. Dabei ist lediglich die Orientierung der Satellitenbahnebene zur Sonne näherungsweise konstant, nicht jedoch ihre absolute Lage im Raum. Die Bewegung des Satelliten folgt nicht genau den Gesetzmäßigkeiten des Zweikörperproblems für Massenpunkte, sondern ist Störungen unterworfen, die sich aus dem Massenaufbau der Erde bzw. deren Abplattung, aus dem Einfluss der Restatmosphäre bei niedrigen Umlaufhöhen und aus solaren Störungen ergeben. In dieser Arbeit wird nur die ideale, ungestörte Bahn betrachtet, wobei die folgenden Vereinfachungen gemacht werden:

1. Kugelgestalt der Erde
2. Konstante Winkelgeschwindigkeit der Erde
3. Kreisförmige Bahn des Satelliten und konstante Umlaufperiode
4. Keine Störungen der Bahn durch Sonneneinflüsse und Erdatmosphäre
5. Konstante Scanrate
6. Konstante Datenerfassungsrate innerhalb einer Scanlinie
7. Ideale Lagestabilität des Satelliten
8. Keine Berücksichtigung der Winkelgeschwindigkeit während einer Scanlinienregistrierung
9. Keine Berücksichtigung der Satellitenbewegung während einer Scanlinienregistrierung
10. Stabilität der internen Uhr

Diese Annahmen ermöglichen es, jede Scanlinie einzeln zu behandeln.

### 6.1. Beziehung Scanwinkel-geozentrischer Winkel

Die Bahnhöhe von NOAA 7 führt dazu, daß bei der Rotation des Instrumentenspiegels der erste Kontakt zur Erdoberfläche, d.h. die Erfassung des Horizontes, bei einem Scanwinkel von  $61.6^\circ$  vom Nadir erfolgt. Das äußerste Bildelement wird aber erst bei  $\pm 55.38^\circ$  registriert. Dadurch beträgt der maximale Öffnungswinkel des Instrumentes  $110.77^\circ$ . Die Beziehung zwischen der Bildkoordinate in Scanrichtung und dem Scanwinkel ist gegeben als

$$\alpha = (x - 1024.5) \times \frac{\alpha_0}{x_{\text{ges}}} \quad (^\circ) \quad (6.1)$$

$x$ : aktuelle Nummer des Bildelementes (1 bis 2048)

$x_{\text{ges}}$ : maximale Anzahl der Bildelemente

$\alpha$ : Scanwinkel, vom Nadir aus gerechnet ( $^\circ$ )

$\alpha_0$ : maximaler Öffnungswinkel ( $^\circ$ )

Der Spiegel rotiert von rechts nach links bei Blick in Flugrichtung, d.h. jeweils zur Sonne hin. Zur sonnenabgewandten Seite ist  $\alpha$  daher negativ, beim Rotieren vom Nadir zur Sonne hin dagegen positiv. Mit obigen Angaben resultiert ein Wert von  $0.0541^\circ$  pro Bildelement, was bei 6 Umdrehungen des Spiegels pro Sekunde einer Zeitspanne von 0.025 msec pro Bildelement entspricht.

Die Krümmung der Erdoberfläche führt bei konstanter Abtastrate des Radiometers zu einer geometrischen Verzerrung und Vergrößerung der Bildelemente mit wachsendem Nadirwinkel. In Abb. 6-1 ist dieser Sachverhalt verdeutlicht. Aus der Skizze ergibt sich die Beziehung zwischen dem Scanwinkel und dem geozentrischen Winkel als:

$$\psi = \arcsin\left(\frac{R+H}{R} \times \sin \alpha\right) - \alpha \quad (^\circ) \quad (6.2)$$

$\alpha$ : Scanwinkel ( $^\circ$ )

$\psi$ : geozentrischer Winkel ( $^\circ$ )

$R$ : mittlerer Erdradius (km)

$H$ : mittlere Orbithöhe (km)

Der durch Gleichung (6.2) gegebene Zusammenhang ist in Abb. 6-2 dargestellt und ergibt für NOAA 7 einen maximalen geozentrischen Winkel von  $\pm 13.75^\circ$  oder eine maximale Scanlinienlänge von ca. 3058 Kilometern. Die durch die Erkrümmung erzwungene Streckung der Bildelementdurchmesser in

Scanrichtung von 1.1 km im Nadir bis zu 6.1 km am Scanrand (Abb.6-3) führt zu einer Verschlechterung der Datenqualität zum Rande hin. Dieser Effekt wird noch verstärkt durch die zunehmenden atmosphärischen Einflüsse bei länger werdender Wegstrecke durch die Atmosphäre. Setzt man die Grenze für eine noch näherungsweise Gleichbehandlung der Bildelemente bezüglich ihrer örtlichen Auflösung bei einem Verzerrungsfaktor von 1.5 an, so bedeutet dies, daß jeweils 580 Bildpunkte beiderseits des Nadirpunktes innerhalb dieser Grenze liegen. Die Auswahl eines Datensatzes muß sich daher an der Lage der Bahn relativ zum betrachteten Gebiet orientieren.

Die geometrisch bedingte Streckung des Bildelementdurchmessers in Flugrichtung verschlechtert die örtliche Auflösung weiter, hat jedoch Verzerrungsfaktoren von maximal 1.8 am Scanrand.

## 6.2. Nadirberechnung

Die nachfolgenden Betrachtungen beziehen sich jeweils auf den Fall eines aufsteigenden Überlaufes, d.h. einer Flugrichtung von Süd nach Nord zum polnächsten Bahnpunkt hin. Sie können aber analog auch für die Nord-Süd Flugrichtung angewendet werden, indem vom Ort des absteigenden Bahnknotens zurückgerechnet wird. Eine schematische Darstellung der Winkelkonstellationen findet sich in Abb.6-4.

Bei gegebenen Werten für die Umlaufperiode, die Inklination und die Zeit der Scanlinienerfassung durch die interne Uhr ist zur Bestimmung des Nadirpunktes ein Fixpunkt notwendig, an dem Ort und Zeit vorgegeben sind. Dafür wird der Ort des aufsteigenden Bahnknotens verwendet.

Das vom Satellit nach dem Äquatorübergang zurückgelegte Kreisbahnsegment ergibt sich aus:

$$C = \frac{(T_s - T_o) \times 360}{P} \quad (^\circ) \quad (6.3)$$

$T_s$ : interne Uhrzeit (s)

$T_o$ : Zeit des Äquatorüberganges (s)

$P$ : Umlaufperiode (s)

Für die geographischen Koordinaten des Nadirpunktes folgt



mittels sphärischer Trigonometrie:

$$\varphi_N = \arcsin(\sin E \times \sin C) \quad (^\circ) \quad (6.4)$$

$$\lambda_N = \arccos\left(\frac{\cos C}{\cos \varphi_N}\right) + \lambda_0 + \lambda_r \quad (^\circ) \quad (6.5)$$

E: Inklinationswinkel ( $^\circ$ )

$\lambda_0$ : Länge des aufsteigenden Knotens ( $^\circ$ )

$\lambda_r$ : Längenänderung seit dem Äquatorübergang  
aufgrund der Erdrotation und Bahnpräzession ( $^\circ$ )

Die Längenänderung aufgrund der Erdrotation ist definiert durch

$$\lambda_e = \frac{(T_s - T_0) \times 360}{ST} \quad (^\circ) \quad (6.6)$$

oder

$$\frac{\lambda_e}{\text{min}} = 0.250684 \quad (^\circ)$$

ST: mittlerer Sterntag ( $23^h 56^m 4.091^s$ )

Hierbei entspricht der mittlere Sterntag der Zeitspanne einer Drehung der Erde um  $360^\circ$  gegenüber dem Absolutsystem. Von der ostwärts gerichteten Drehung des terrestrischen Koordinatensystems muß die ebenfalls nach Osten gerichtete Präzessionsbewegung der Bahnebene abgezogen werden. Dieser Wert ergibt sich aus der Drehung gegenüber dem Absolutsystem zu

$$\frac{\lambda_{pr}}{\text{min}} = 0.000688 \quad (^\circ)$$

Die in dieser Arbeit ausgeführten Rechnungen wurden mit einem Wert von  $\lambda_r/\text{min} = 0.25^\circ$  durchgeführt, der für eine ideale sonnensynchrone Bahn gilt. Vom tatsächlichen Wert, der sich aus der Differenz  $\lambda_e/\text{min} - \lambda_{pr}/\text{min}$  errechnet, weicht dieser ideale Wert nur geringfügig ab und erreicht innerhalb eines Umlaufes einen maximalen Fehler von ca. 45 Metern am Ende des Umlaufes. Damit liegt die Differenz weit unterhalb der örtlichen Auflösung von 1.1 Km.

### 6.3. Bildpunktberechnung

Die Berechnung der geographischen Koordinaten eines beliebigen Bildpunktes ist bei gegebenen Nadirkoordinaten der jeweiligen Scanlinie sowie des geozentrischen Winkels  $\psi$  des Bildelementes möglich. Mittels sphärischer Trigonometrie ergibt sich

$$\varphi_p = \arcsin(\cos\varphi_N \times \cos\psi + \sin(90-\varphi_N) \times \sin\psi \times \cos\epsilon) \quad (6.8)$$

$$\lambda_p = \lambda_N + \arcsin\left(\frac{\sin\epsilon \times \sin\psi}{\sin(90-\varphi)}\right) \quad \text{für } X \leq 1024 \quad (6.9a)$$

$$\lambda_p = \lambda_N + \arcsin\left(\frac{\sin(180-\epsilon) \times \sin\psi}{\sin(90-\varphi_p)}\right) \quad \text{für } X > 1024 \quad (6.9b)$$

$$\text{mit} \quad \epsilon = \arccos\left(\frac{\cos(180-\epsilon)}{\cos\varphi_N}\right) \quad (6.10)$$

Gleichung(6.10) beschreibt den Winkel zwischen der Bahnebene und dem jeweiligen Breitenkreis $\varphi_N$ (Abb.6-5).

Da für die Bildpunktberechnung als Zeitmarke der Nadirdurchgang des Spiegels genommen wird, entsteht eine Verzerrung der Scanlinie durch zwei Effekte. Dies sind die Bewegung des Satelliten entlang der Bahn während der Aufnahme der Scanlinie und die Eigenbewegung der Erde in dieser Zeit. Der erste Effekt führt zu einem Fehler der Positionsbestimmung von maximal 0.16Km am Scanrand. Bei Blick in Flugrichtung ist rechts des Nadirs die Scanlinie gegenüber der tatsächlichen Position in Flugrichtung verschoben, links des Nadirs gegen die Flugrichtung. Durch den zweiten Effekt wird die mit der Transformationsgleichung(6.9a,b) gewonnene geographische Länge  $\lambda_p$  zum Nadir hin verschoben. Die Stauchung der Scanlinie bewirkt eine Längenabweichung von maximal  $1.1 \times 10^{-4}^\circ$  am Scanrand. Zwischen dem Äquator und  $80^\circ$  Breite variiert die Verzerrung von 0.012Km bis 0.069Km. Beide durch die Verwendung einer mittleren Zeitmarke für eine Scanlinie erzeugten Fehler liegen unterhalb der örtlichen Auflösung und werden vernachlässigt.

#### 6.4. Transformation in Bildkoordinaten

Für die Rücktransformation von terrestrischen Koordinaten in Bildkoordinaten wird zuerst der Winkel  $\gamma$  zwischen der Satellitenbahnebene und dem Großkreissegment  $c_p$ , das durch die gegebenen geographischen Koordinaten und den Ort des aufsteigenden Bahnknotens geht, berechnet. Der geozentrische Winkel ergibt sich dann als

$$\psi = \arcsin(\sin \gamma \times \sin c_p) \quad (^\circ). \quad (6.11)$$

Hierbei wird die Tatsache verwendet, daß die Flugbahnebene und die Scanebene senkrecht aufeinander stehen. Nach Abb. 6-1 kann der Scanwinkel  $\alpha$  bestimmt werden mit

$$\alpha = \arctan\left(\frac{\sin \psi}{\frac{R+H}{R} \cos \psi}\right) \quad (^\circ). \quad (6.12)$$

Aus Gleichung(6.1) läßt sich dann die Bildkoordinate in Scanrichtung errechnen. Das seit dem Äquatorübergang zurückgelegte Kreisbahnsegment folgt aus:

$$C = \arcsin(\sin c_p \times \sin \gamma) \quad (^\circ) \quad (6.13)$$

und führt zu einer internen Scanlinienzeit von

$$T_s = \frac{C \times P}{360} \quad (s). \quad (6.14)$$

Mit dieser Zeitangabe wird der für Gleichung(6.11) angenommene Ort des Äquatorübergangs neu berechnet, da die Drehung des geographischen Koordinatensystems relativ zur Bahnebene seit der Zeit des tatsächlichen Überganges eine nodale Regression der Bahn bewirkt:

$$\lambda_0' = \lambda_0 + \lambda_e \quad (^\circ), \quad (6.15)$$

mit  $\lambda_e = T_s \times 0.25$  (vgl. Gleichung 6.6). Die Prozedur(6.11)-(6.15) wird solange wiederholt, bis die Zeitdifferenz zwischen zwei Iterationsschritten kleiner als 0.001 Sekunde ist. In der Regel genügen dazu 2-3 Schritte. Mit der so bestimmten Scanlinienzeit kann die Nummer der Scanlinie errechnet werden, wenn der zeitliche Abstand zwischen den Scanlinien als konstant angenommen wird.

### 6.5. Bahn- und Lagestörungen

Ein satelliteninternes Lagesteuerungssystem sorgt dafür, daß mit Ausnahme kurzperiodischer Schwankungen die Abweichung der tatsächlichen Lage der drei Hauptachsen des Satelliten von ihrem Sollwert höchstens  $\pm 0.2^\circ$  beträgt (Schwalb 1978). Analysen der Satellitendaten von NOAA 6 und NOAA 7 zeigen, daß mit einer Stabilität von  $\pm 0.1^\circ$  gerechnet werden kann (Brush 1982). Störungen der idealen Lage werden durch atmosphärische Restwiderstände, Schweregradienten, solaren Strahlungsdruck, unkompensierte Drehmomente der Instrumente sowie durch Restmagnetismus hervorgerufen.

Eine Rollbewegung des Satelliten, d.h. die Drehung um die Achse in Flugrichtung, bewirkt eine Versetzung der berechneten Bildkoordinaten von 1.5km (Nadir) bis 9.km (Scanrand) pro  $0.1^\circ$  Rollwinkel. Dieser Fehler kann durch eine Verschiebung des Nadirpunktes entlang der Scanlinie behoben werden. Die Scanlinie liegt trotz dieses Fehlers auf einem Großkreis.

Eine Neigung des Satelliten in der Bahnebene ("Pitch") führt zu einer Deformation, welche die Bildelemente um ca. 1.5km im Nadir und 3.5km am Scanrand versetzt. Die Werte gelten für Neigungswinkel von  $0.1^\circ$ . Dieser Effekt führt dazu, daß nicht mehr auf Großkreisen gemessen wird.

Die Drehung des Satelliten um seine vertikale Achse ("Yaw") ist nur schwer zu erkennen. Im Nadir entsteht keine Versetzung; während bei einer Drehung um  $0.1^\circ$  am Scanrand ein Fehler von ca. 5km auftritt.

Alle drei möglichen Drehungen zusammen führen zu Ungenauigkeiten von  $\pm 2.3$  bis  $\pm 9.5$ km bei Auslenkungen von jeweils  $0.1^\circ$  gegenüber der Sollposition.

Die Abweichung der mittleren Orbithöhe wird mit  $\pm 18.5$ km angegeben (Schwalb 1978). Sie führt innerhalb dieser Grenzen zu Fehlern, die maximal ca. 40km am Scanrand betragen und von der jeweiligen mittleren Orbithöhe abhängen.

Die vier genannten Fehlerquellen werden minimal, wenn die Bildelemente nahe dem Nadirbereich liegen. Eine Vernachlässigung der Exzentrizität der Bahn führt zu Fehlern, die in der Größenordnung der durch die Abplattung der Erde er-

zeugten Fehler liegen.

Die Drehung der Bahnebene um ihre Knotenlinie, die eine Änderung des Inklinationswinkels hervorruft, erfolgt in großen Zeiträumen und bewirkt eine Abweichung von der sonnensynchronen Lage der Bahn. Der Inklinationswinkel wird mit einem Fehler von  $\pm 0.15^\circ$  angegeben (Schwalb 1978).

Ort und Zeitpunkt des Äquatorübergangs werden von den Empfangsstationen errechnet und unterliegen Ungenauigkeiten, die durch die Bahnvermessung entstehen. Für die Station in Dundee wird ein maximaler Zeitfehler von  $\pm 2$  Sekunden angegeben. Er reduziert sich jedoch bei dem größten Teil der empfangenen Überläufe auf  $\pm 1$  Sekunde (Brush 1982). Dieser Fehler geht in die Extrapolation der Bahn zum Äquator hinein, sodaß der Zeitpunkt des Übergangs eine mindestens ebenso große Fehlerspanne aufweist. Über die Prozedur der Extrapolation sind keine Details bekannt. Im Nadir bedeutet der Zeitfehler von einer Sekunde eine Versetzung der Scanlinien um  $\pm 6.6$  km in Flugrichtung. Gleichzeitig hat dieser Fehler einen Einfluß auf die geographische Länge des aufsteigenden Knotens. Bei  $\pm 1$  Sekunde ergibt sich eine Versetzung des Ortes des Bahnknotens von  $\pm 0.008$  oder  $\pm 0.48$  km. Mit zunehmender geographischen Breite verringert sich dieser Fehler.

Die interne Uhrzeit hat eine Genauigkeit von 1 ms, jedoch liegen keine Angaben über die Güte der Übereinstimmung mit der GMT vor.

#### 6.6 Anpassungen an Landkonturen

Eine Berücksichtigung lagebedingter Fehler erfolgt nicht, da die dazu notwendigen Daten nicht zur Verfügung stehen. Verfahren zur expliziten Korrektur dieser Fehler finden sich bei Brush (1982).

Der zeitliche Fehler bei der Bestimmung des Äquatorübergangs bewirkt eine einheitliche Translation aller Scanlinien eines Überlaufes entlang der Flugrichtung. Eine direkte Korrektur des Fehlers ist nicht möglich, wohl aber eine Korrektur der Differenz zwischen der internen Zeit und dem Zeitpunkt des Äquatorübergangs. Hierzu wird der

betrachtete Bildausschnitt entlang des Orbitweges verschoben. Das Maß der Verschiebung wird anhand von Referenzpunkten bestimmt, die in den Daten in Form von Landmarken vorhanden sind. Notwendige Voraussetzung ist, daß diese Landmarken nicht unter Wolken liegen. Eine solche Forderung wird meist von irgendeiner Küstenlinie innerhalb des Datensatzes erfüllt, jedoch ist die Güte der Anpassung von der Lage der Landmarken zum Lotfußpunkt abhängig, da die lagebedingten Fehler bei der Koordinatentransformation im Nadir minimal sind. Im Bereich des Nordatlantik werden die Küstenkonturen von Irland, Island, Grönland sowie von Neufundland, den Azoren und Portugal verwendet.

Die Anpassung geschieht, indem die Strahlungstemperaturen des Kanals 4 mit der jeweiligen Grauwertdarstellung und den bekannten geographischen Koordinaten der Landmarken verglichen werden. Bei Tagesüberläufen ist eine scharfe Trennung zwischen Ozean und Land in den geographischen Breiten der Azoren und im Spektralbereich des Kanals 4 nicht vorhanden. Deshalb werden hier Wolken und ihre Lage relativ zu den Küstenkonturen für die Anpassung verwendet. Bei Nachtüberläufen hingegen ist es möglich, die Küstenkonturen direkt zu verwenden, da aufgrund der Abkühlung der Landflächen ein scharfer Kontrast zur Ozeanoberfläche hergestellt wird. Ein Problem ist dann jedoch die klare Unterscheidung zwischen Land und Wolken.

Die errechneten Koordinaten der Küsten oder Wolken werden mit den Referenzpunkten graphisch verglichen, indem beide in eine Kartenprojektion gezeichnet werden und die Lage-differenz bestimmt wird. Bei Tagesüberläufen wird die Lage der Wolken zu den Küstenkonturen anhand der Grauwertdarstellungen bestimmt. Aufgrund der bekannten Umlaufgeschwindigkeit des Satelliten kann aus der geographischen Versetzung entlang des Orbitweges auf die zeitliche Versetzung geschlossen werden (vgl. Gleichung 6.3). Letztere wird zur Korrektur des Zeitpunktes des Äquatorübergangs verwendet.

Innerhalb relativ begrenzter Gebiete kann davon ausgegangen werden, daß die Zeitdifferenz konstant ist. Die Genauigkeit der graphischen Anpassung ist von der Güte der

Grauwertdarstellung und der Lage der Landmarken in Bezug zum Lotfußpunkt abhängig. Sie liegt generell bei ca.  $\pm 1\text{km}$  in Flugrichtung und verschlechtert sich zum Scanrand hin. Indirekt geht in die Anpassung auch eine Korrektur der Lageinstabilitäten ein, so daß im Nadir insgesamt mit einer Genauigkeit der Positionsbestimmung von  $\pm 2.5\text{km}$  in Scanrichtung und  $\pm 1\text{km}$  in Flugrichtung gerechnet werden kann.

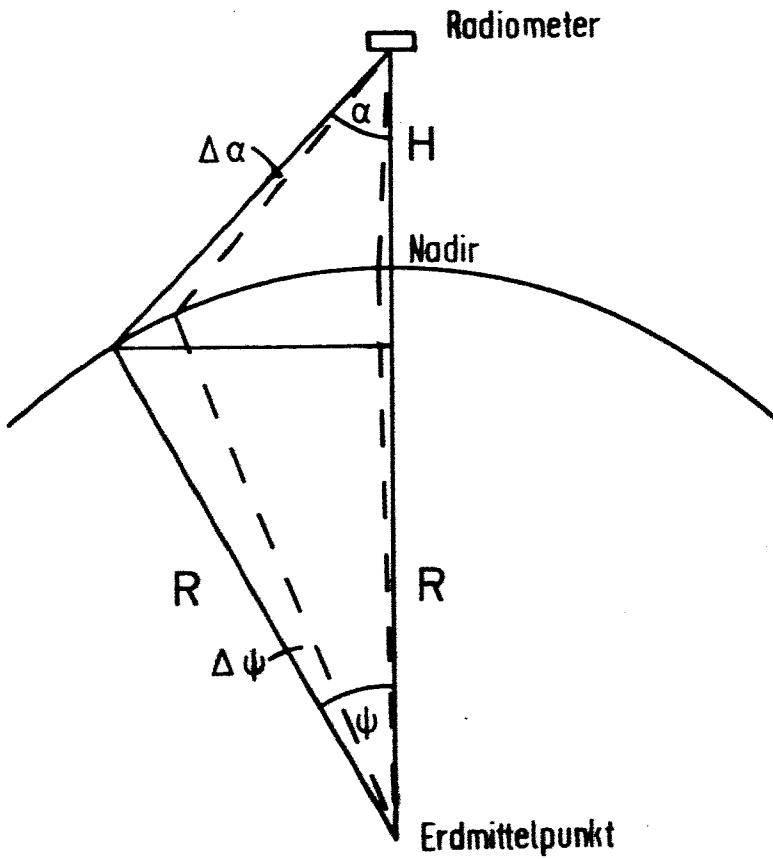


Abb.6-1 Schematische Darstellung der Beziehung zwischen dem Scanwinkel  $\alpha$  und dem geozentrischen Winkel  $\psi$



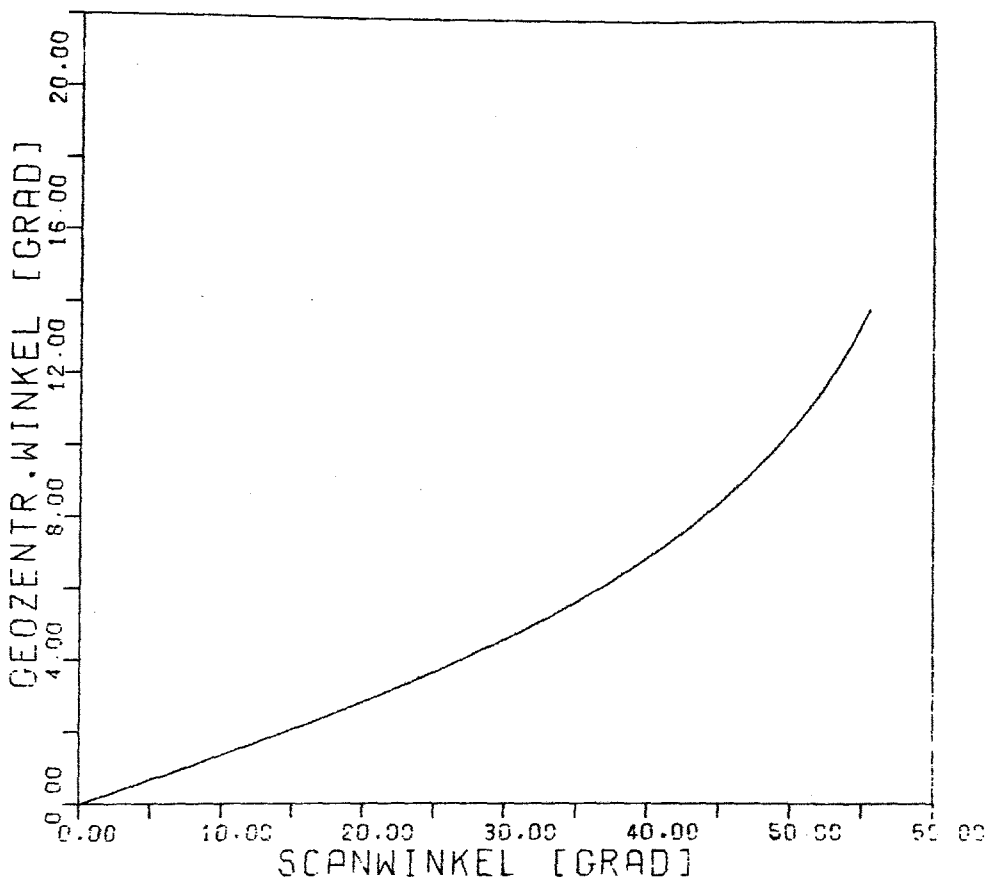


Abb.6-2 Zusammenhang zwischen Scanwinkel und geozentrischem Winkel

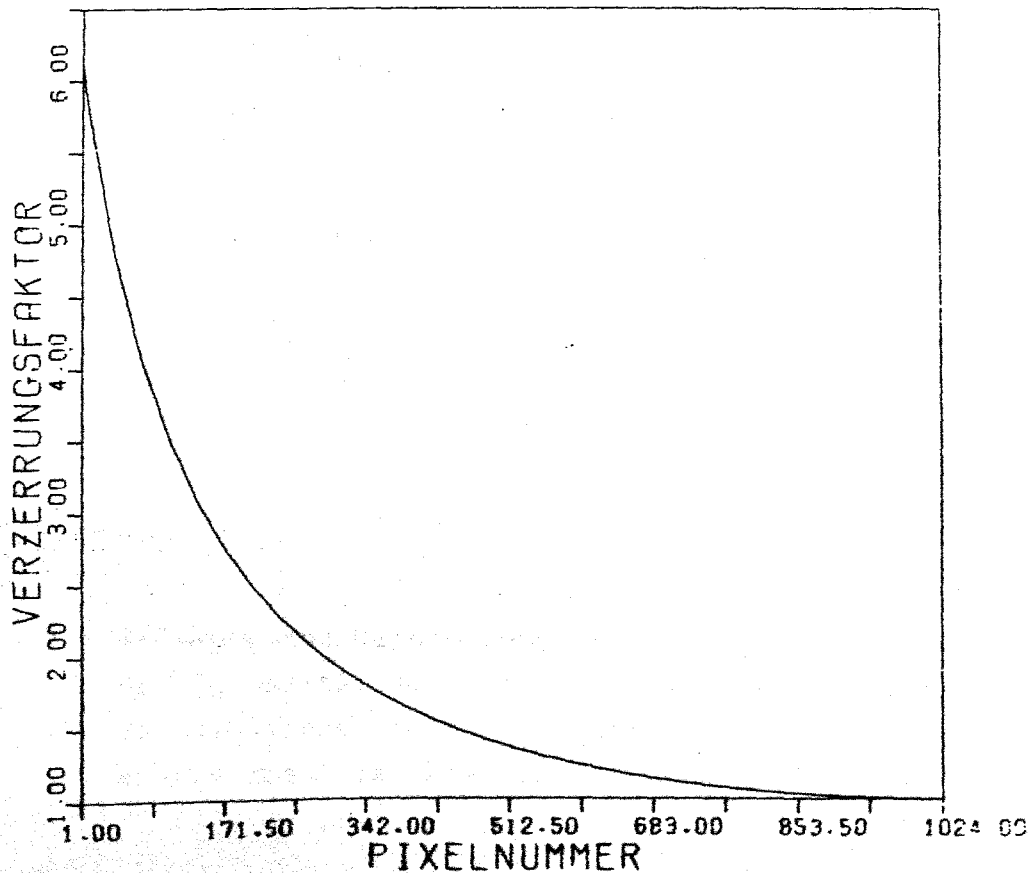


Abb.6-3 Zusammenhang zwischen der Nummer des Bildelementes und dem Verzerrungsfaktor in Scanrichtung



## 7. Einflüsse von Ozean und Atmosphäre

Im folgenden Kapitel sollen die wichtigsten physikalischen Prozesse erläutert werden, die bei der ozeanischen Fernerkundung zu berücksichtigen sind. Ihre Kenntnis bestimmt weitgehend die Aussagekraft der Fernerkundungsergebnisse. Ferner werden die Verfahren zur Korrektur der Störeinflüsse der Prozesse dargestellt.

### 7.1. Emission der Meeresoberfläche

Im Bereich der terrestrischen Strahlung verhalten sich fast alle natürlichen Oberflächen näherungsweise wie ein Schwarzer Körper; Ausnahmen bilden lediglich die Metalle. Für genaue Messungen ist es jedoch unerlässlich, das reale Emissionsverhalten zu kennen.

Die Strahlung unmittelbar über der Oberfläche läßt sich für ein Oberflächenelement in zwei Komponenten aufteilen. Es sind dies die Eigenstrahlung und die reflektierte Himmelsstrahlung:

$$N = \epsilon \times B(T) + r \times N_a \quad (7.1)$$

$N$ : ausfallende Strahlung

$B(T)$ : Strahlung eines Schwarzkörpers mit der Temperatur der Oberfläche

$N_a$ : Himmelsstrahlung

$\epsilon$ : Emissionskoeffizient

$r$ : Reflexionskoeffizient

Dabei sind sowohl der Emissionskoeffizient als auch der Reflexionskoeffizient wellenlängenabhängig. Saunders(1970) gibt für  $\epsilon$  und  $r$  bei senkrechtem Einfall und nach Integration über einen Wellenlängenbereich von 8-15  $\mu\text{m}$  Werte von 0.986 bzw. 0.014 an. Für das IR-Fenster von 10.5-12.5  $\mu\text{m}$  verwendeten Grassl und Koepke(1980) Reflexionskoeffizienten von 0.006 bis 0.013. Darin wird der starke Anstieg der Reflexion ab ca. 11  $\mu\text{m}$  zu größeren Wellenlängen hin berücksichtigt.

Die Reflexion direkter Sonnenstrahlung bei Messungen normal zur Oberfläche spielt im Infrarot erst bei Zenitwinkeln von mehr als 60° eine Rolle. Zu niedrigeren Winkeln hin liegt der hierdurch hervorgerufene Temperaturfehler bei weniger als 0.01°C(Saunders 1968). Durch seegangsbedingte

Oberflächenneigungen und die Bildung von Schaumkronen tritt ebenfalls eine Erhöhung des Reflexionsvermögens auf, so daß die Windgeschwindigkeit indirekt die Emission beeinflusst. Diese Abhängigkeit gewinnt jedoch erst bei Windgeschwindigkeiten von mehr als  $15 \frac{\text{m}}{\text{s}}$  an Bedeutung.

Die Temperaturfehler durch Vernachlässigung der Reflexion im Infraroten liegen zwischen  $0.2^{\circ}\text{C}$  und  $0.7^{\circ}\text{C}$  (Maul 1981).

## 7.2. Vertikaler Temperaturverlauf in der Grenzschicht

Die Frage, inwieweit die gemessene Strahlungstemperatur mit der Temperatur unterhalb der eigentlichen Absorptionsschicht für Infrarotstrahlung vergleichbar ist, hat Auswirkungen auf die Interpretation der Satellitenmessungen. Die Dicke der viskosen Grenzschicht des Ozeans ist in der Regel geringer als 1 Millimeter (Grassl 1976). Die eigentliche molekulare Wärmeleitung spielt sich in Schichtdicken von ca.  $100 \mu\text{m}$  ab. Normalerweise ist die Temperatur der Grenzschicht geringer als die Temperatur der darunterliegenden, turbulent durchmischten Schicht, aus der die konventionell gemessenen Oberflächentemperaturen stammen. Der Temperaturgradient der Grenzschicht hängt von dem totalen Wärmefluß, der sich aus den Flüssen der latenten und sensiblen Wärme, dem langwelligen Nettostrahlungsfluß sowie dem Einfluß der direkten solaren Einstrahlung zusammensetzt, ab. Saunders (1967a) beschreibt den Zusammenhang zwischen der Dicke der viskosen Grenzschicht und dem Windstress. Differenzen der Temperaturen innerhalb der Grenzschicht ergeben sich danach:

$$T_0 - T_w = \lambda \frac{Q \times V}{k \sqrt{\tau / \rho_w}} \quad (^\circ\text{C}) \quad (7.2)$$

$T_0$ : Temperatur an der Grenze zur Atmosphäre

$T_w$ : Oberflächentemperatur

$Q$ : totaler Wärmefluß

$k$ : Wärmeleitfähigkeitskoeffizient

$\rho_w$ : Dichte des Meerwassers

$\tau$ : Windstress

$V$ : kinematische Viskosität

Hierbei ist  $\lambda$  das Verhältnis des totalen Windstress zum wellenerhaltenden Anteil des Stress. Dieses Verhältnis

ist abhängig von der Windgeschwindigkeit(Grassl 1976). Bei solarer Einstrahlung muß der totale Wärmefluß aufgrund der in der Grenzschicht absorbierten direkten Einstrahlung korrigiert werden. Ein mittlerer Wärmefluß ist dann undefiniert, da die solare Strahlung im nahen Infrarot( $\sim 1.5 \mu\text{m}$ ) im obersten Millimeter absorbiert wird und somit den totalen Wärmefluß in der Grenzschicht beeinflusst. Der Effekt der direkten solaren Einstrahlung auf die Temperaturdifferenz wird von Paulson und Simpson(1981) mit weniger als  $0.1^\circ\text{C}$  angegeben. Nach Modellrechnungen von Hasse(1971) ist dieser Wert etwa doppelt so groß.

Typische Größenordnungen der Temperaturdifferenz selbst liegen im Bereich von  $0.2^\circ\text{C}$ (Grassl 1976) bis etwa  $0.6^\circ\text{C}$ (Ewing, McAllister 1960). Da der sensible und latente Wärmefluß sowie die Wurzel des Reynoldsstresses proportional zur Windgeschwindigkeit sind, ist die Temperaturdifferenz entscheidend von der Windgeschwindigkeit abhängig. Nur bei Windgeschwindigkeiten unter etwa  $2 \text{ m/sec}$  und sehr geringen Geschwindigkeitsgradienten im Ozean nahe der Oberfläche ist die Rayleigh-Zahl groß genug, damit eine freie Konvektion stattfinden kann. Für diesen Fall gelten die obigen Beziehungen nicht mehr(Katsaros 1976). Windgeschwindigkeiten über etwa  $10 \text{ m/sec}$  zerstören die Grenzschicht. Die Zeitspanne zwischen zwei Zerstörungen der Grenzschicht durch Schaumkronen ist dann mit ca.  $10 \text{ sec}$  zu gering für eine vollständige Erneuerung(Clauss et.al.1970).

Monomolekulare Filme von Öl und anderen, organischen Substanzen beeinflussen den Temperaturgradienten an der Ozeanoberfläche nicht. Erst dickere Filme führen zu Veränderungen der radiometrischen Meßwerte(Saunders 1967a). Im offenen Ozean werden diese Störfaktoren vernachlässigt.

Die physikalischen Eigenschaften der Grenzschicht werfen die Frage auf, ob die Variabilität der Grenzschichttemperatur derjenigen der Oberflächentemperatur entspricht. Besonders in der Nähe atmosphärischer Fronten kann sich ein horizontaler Gradient von  $T_0 - T_w$  ausbilden. Beobachtungen von Paulson und Simpson(1981) zeigen, daß großräumige Änderungen der radiometrischen Oberflächentemperatur gleichermaßen auf

Änderungen von  $T_W$  (20 cm Tiefe) und von der Differenz  $T_O - T_W$  zurückzuführen sind. Diese horizontalen Differenzen können in der Größenordnung einiger zehntel Grad Celsius liegen.

### 7.3. Einfluß von atmosphärischen Gasen und Aerosolen

Die im IR-Spektralbereich absorbierenden Gase sind vor allem Wasserdampf, Kohlendioxyd und Ozon. Schon bei sehr geringen Konzentrationen erfolgt durch die Rotationsschwingungsbande des  $H_2O$  zwischen 5 und 8  $\mu m$  sowie durch die  $CO_2$ -Bande bei 4.2  $\mu m$  und im Bereich zwischen 13 und 17  $\mu m$  durch die Rotationsbande des  $CO_2$  eine totale Absorption. Oberhalb von 17  $\mu m$  wirkt die  $H_2O$ -Rotationsbande in gleicher Weise. Die  $O_3$ -Bande bei 9.3  $\mu m$  dagegen absorbiert selbst bei senkrechtem Einfall in ihrem Zentrum nur etwa 40 % der Strahlung. Unterhalb von 3.5  $\mu m$  liegt eine weitere, total absorbierende  $H_2O$ -Bande(X), sowie die schwächeren Banden( $\Omega, \Psi, \Phi, \rho$ ) im Übergangsgebiet zum sichtbaren Spektralbereich(Möller 1973). Für die IR-Fernerkundung stehen somit nur die beiden Fensterbereiche von 3.5-4  $\mu m$  und 10-12.5  $\mu m$  zur Verfügung. Spektren der Transmissionen in diesen Bereichen zeigen, daß auch hier eine nicht zu vernachlässigende Attenuation der von der Erdoberfläche emittierten Strahlung vorliegt(Weinreb, Hill 1980).

Im Intervall von 10-12.5  $\mu m$  ist der größte Teil der Absorption durch den in den untersten Atmosphärenschichten konzentrierten Wasserdampf bedingt und daher räumlich sowie zeitlich in hohem Maße variabel. Der geringe Temperaturunterschied zwischen der unteren Atmosphäre und der Ozeanoberfläche beschränkt den Fehler, der durch die Wasserdampfabsorption entsteht. In mittleren Breiten beträgt die Wasserdampfkonzentration typischerweise 2 g/cm<sup>2</sup>, in den Tropen bis zu 6 g/cm<sup>2</sup>.

Die Absorption setzt sich aus zwei Komponenten zusammen. Zum einen wirken die Linien des Wasserdampfes direkt. Es handelt sich um die Einflüsse des niederfrequenten Flügels der  $H_2O$ -Rotationsbande und der  $V_2$ -Schwingungsbande bei 6.3  $\mu m$ . Zusätzlich existiert noch eine quasi-kontinuierliche Absorption. Sie wird bezüglich ihrer Druckabhängig-

keit nochmals unterteilt in einen Anteil, der vom Gesamtdruck abhängig ist und in einen Anteil, der vom Wasserdampfpartialdruck abhängt. Ersterer ist jedoch nur bei niedriger Wasserdampfkonzentration ( $< 1 \text{ g/cm}^2$ ) von Bedeutung (Prabhakara et. al. 1974). Der zweite Anteil wird hervorgerufen durch Polymere des Wasserdampfes, speziell des  $(\text{H}_2\text{O})_2$ -Dimers, und zeigt eine starke, negative Temperaturabhängigkeit (Prabhakara et. al. 1974). Diese sogenannte e-Typ-Absorption stellt den Hauptanteil bei humidem Klima im  $10\text{--}12 \text{ }\mu\text{m}$  Bereich. Die minimale Absorption liegt bei  $11.1 \text{ }\mu\text{m}$ . Durch die Wasserdampfabhängigkeit wird der Einfluß bei kalten und trockenen Atmosphären verringert. Der resultierende Temperaturfehler bewegt sich zwischen Werten  $< 2.5^\circ\text{C}$  für trockene Winteratmosphären und Werten  $> 10^\circ\text{C}$  für subtropische, sommerliche Atmosphären (Maul, Sidran 1973).

Für Wellenlängen größer als  $12.2 \text{ }\mu\text{m}$  spielt die Absorption durch  $\text{CO}_2$  eine Rolle. Ebenso ist ein geringer Effekt zwischen  $10$  und  $10.75 \text{ }\mu\text{m}$  feststellbar. Beeinflussungen durch Ozon werden erst bei Wellenlängen unter  $10.2 \text{ }\mu\text{m}$  meßbar und sind daher zu vernachlässigen. Einen ähnlich geringen Einfluß hat  $\text{HNO}_3$ . Andere Gase, wie etwa die Freone, können in diesem Spektralbereich beim heutigen Erkenntnisstand über ihre Konzentrationen und wegen ihres konstanten Mischungsverhältnisses vernachlässigt werden. Zusammengenommen bewirken die Gase mit Ausnahme des Wasserdampfes Temperaturfehler bis ca.  $0.3^\circ\text{C}$  (Brower et. al 1976).

Im Fensterbereich bei  $3.7 \text{ }\mu\text{m}$  absorbieren hauptsächlich Wasserdampf, Kohlendioxyd, Methan, Stickstoff und nitrose Oxyde. Letztere dominieren bei etwa  $3.9 \text{ }\mu\text{m}$ . Für Wellenlängen kleiner als  $3.7 \text{ }\mu\text{m}$  sind Methan und Wasserdampf die Hauptabsorber. Kohlendioxyd hat erst außerhalb des spektralen Fensters von Kanal 3 bei  $4.1 \text{ }\mu\text{m}$  starken Einfluß, der zu kleineren Wellenlängen hin rasch abnimmt. Im ganzen Fensterbereich ist zusätzlich ein geringer Einfluß des Wasserdampfkontinuums festzustellen (Weinreb, Hill 1980). Generell ist die Absorption in diesem Spektralbereich schwächer als bei  $10\text{--}12.5 \text{ }\mu\text{m}$ .

Bei den Aerosolteilchen ist die Größe der Partikel relativ

zur Wellenlänge für das Verhältnis von Streuung zu Extinktion entscheidend. Hinzu kommt die chemische Beschaffenheit der Teilchen, die den komplexen Brechungsindex bestimmt. Typische optische Dicken für das spektrale Intervall von 10-12.5  $\mu\text{m}$  werden von Grassl und Koepke(1980) mit 0.01-0.1 angegeben. Der Einfluß der Streuung ist hierbei nur etwa halb so groß wie derjenige der Extinktion.

Der 3.7  $\mu\text{m}$ -Bereich ist wesentlich empfindlicher für Streueinflüsse, da sowohl die Rayleigh- als auch die Dunststreuung für Wellenlängen kleiner als 5  $\mu\text{m}$  merklich zunehmen (Möller 1973). Dieser Effekt schmälert den Vorteil niedriger atmosphärischer Absorption in diesem IR-Fenster erheblich.

Die Erniedrigung radiometrisch gemessener Temperaturen durch Aerosolteilchen liegt in etwa zwischen 0.1 und 1°C (Brower et.al. 1976).

#### 7.3.1. Korrekturverfahren

Zur Korrektur der atmosphärischen Attenuation gibt es mehrere Methoden. Smith et.al.(1970) benutzten die positive Korrelation zwischen gemessener Oberflächentemperatur und totalem Wasserdampfgehalt. Verfahren dieser Art lassen jedoch nur grobe Aussagen über die tatsächliche Absorption zu, da die Oberflächentemperatur selber als Maß für den Wasserdampfgehalt genommen wird.

Bei Verwendung nur eines spektralen Kanales ist eine Korrektur nicht möglich, da entweder das vertikale Temperatur- oder Feuchteprofil zur Attenuationsbestimmung benötigt wird. Die Verwendung von Kanälen innerhalb der  $\text{H}_2\text{O}$ -Banden zur direkten Messung dieser Profile (Shenk, Salomonson 1972) ist wegen der Messungenauigkeiten noch nicht zufriedenstellend. Hinzu kommt die im Vergleich zum AVHRR/2 relativ schlechte örtliche Auflösung der verwendeten Strahlungssensoren (z.B. HIRS).

Die Ausnutzung der unterschiedlichen Absorption in den verschiedenen Fensterregionen zur Wasserdampfkorrektur geht zurück auf Anding und Kauth(1970). Der Grundgedanke dieser Technik beruht auf der unterschiedlichen Transmission inner-



halb der IR-Fenster, verbunden mit der weitgehenden Wellenlängenunabhängigkeit der mittleren Strahlung der Atmosphäre in diesen Fenstern. Dies ist für das Intervall von 10-13  $\mu\text{m}$  (Prabhakara et.al. 1974, McMillin 1975) und in gleicher Weise für eine Kombination zwischen diesem Intervall und dem IR-Fenster bei 3.7  $\mu\text{m}$  (McClain 1980) erfüllt. Unter diesen Voraussetzungen kann die Strahlungsübertragungsgleichung

$$I(\nu) = B(\nu, T_s) \times \tau(\nu, p_0, \theta) + \int_{\tau(\nu, p, \theta)}^1 B(\nu, T(p)) d\tau(\nu, p, \theta) \quad (7.3)$$

$I(\nu)$ : Strahldichte am Außenrand der Atmosphäre

$T_s$ : Temperatur der Oberfläche ( $^{\circ}\text{K}$ )

$B(\nu, T)$ : Planck'sche Strahlungsfunktion

$\tau$ : Transmission

$p_0$ : Druck an der Oberfläche (mbar)

$\theta$ : Zenitwinkel( $^{\circ}$ )

$\nu$ : Wellenzahl ( $\text{cm}^{-1}$ )

$T(p)$ : Atmosphärentemperatur bei Druck  $p$  ( $^{\circ}\text{K}$ )

dahingehend modifiziert werden, daß die Schwarzkörperstrahlung der Meeresoberfläche in linearer Beziehung zu den Strahldichten der beiden verwendeten Wellenlängenbereichen steht:

$$B(T_s) - I_1 = \gamma(I_1 - I_2) \quad (7.4)$$

mit

$$\gamma = \frac{1 - \tau(\nu_1, p_0, \theta)}{\tau(\nu_1, p_0, \theta) - \tau(\nu_2, p_0, \theta)} \quad (7.5)$$

Die Indizes bezeichnen die spektralen Fenster.

Bei Betrachtung realer Verhältnisse müßte zusätzlich der Emissionskoeffizient berücksichtigt werden.

Der Vorteil dieser Zwei-Kanal-Methode liegt darin, daß weder das Feuchteprofil noch das Temperaturprofil explizit bekannt sein muß. Mittels Simulationen von atmosphärischen Profilen und Vergleichen mit in-situ-Temperaturen können die Koeffizienten von (7.4) festgelegt werden. Derartige Simulationen wurden von verschiedenen Autoren für unterschiedliche Radiometer durchgeführt (McMillin 1975, Imbault, Scott

1980, Dechamps, Phulpin 1980, McClain 1980, Grassl, Koepke 1980, Minnett et.al. 1982).

Die unterschiedliche Absorption bei Messungen aus zwei Blickwinkeln bei gleicher Wellenlänge kann ebenfalls zur Korrektur herangezogen werden (Saunders 1967a, McMillin 1975). Wie aus Gleichung (7.5) hervorgeht, besteht kein prinzipieller Unterschied zur Messung bei zwei Wellenlängen.

In der vorliegenden Arbeit wurde die Korrekturgleichung für Tagesüberläufe für die Kanäle 4 und 5 des AVHRR/2 von McClain (1982) verwendet:

$$T_{ST} = 1.035 \times T_4 + 3.046 \times (T_4 - T_5) - 283.93 \quad (7.6)$$

$T_{ST}$ : korrigierte Oberflächentemperatur ( $^{\circ}\text{C}$ )

$T_{4,5}$ : Strahlungstemperaturen der Kanäle 4 und 5 ( $^{\circ}\text{K}$ )

Die Strahlungsübertragungssimulationen, aus denen obige Gleichung abgeleitet wurde, erfolgten mit einem Transmissionsmodell von Weinreb und Hill (1980) und einem Satz von 59 Temperatur- und Feuchteprofilen von saisonal und geographisch unterschiedlichen Radiosondenmessungen. Es wurde unter Vernachlässigung der Reflexion der Meeresoberfläche und der Temperaturdifferenz zwischen Ozean und Atmosphäre gerechnet. Anhand von XBT- und Bojenmessungen der Meeresoberflächentemperatur in etwa 1m Tiefe sowie Satellitenmessungen wurde das Simulationsergebnis modifiziert.

Der Vergleich mit 76 unabhängigen in-situ-Messungen zeigte eine Standardabweichung von  $0.78^{\circ}\text{C}$  und eine ebensogroße RMS-Differenz. Die Vergleichsmessungen überdeckten einen Temperaturbereich von  $5-30^{\circ}\text{C}$  und stammten aus den Seegebieten um die USA einschließlich der Großen Seen (McClain 1982). Dieses Korrekturschema kann gegenwärtig als beste Zuordnung zwischen radiometrisch bestimmten und konventionell gemessenen Temperaturen angesehen werden. Die in den Simulationen nicht explizit berücksichtigten Effekte durch Aerosolteilchen und Oberflächenreflexion sind in den konstanten Koeffizienten der Gleichung (7.6) enthalten.

Ähnliche Regressionen liegen für die Kombination der Kanäle 3 und 4 sowie 4 und 5 bei Nacht und für eine Korrektur mit allen drei Kanälen des AVHRR/2 vor (McClain 1982).

Eine Verwendung aller drei Kanäle für Nachtüberläufe ist jedoch nur dann sinnvoll, wenn das Instrumentenrauschen (NEAT) kleiner als  $0.1^{\circ}\text{C}$  ist (Dechamps, Phulpin 1980). Diese Anforderung wird von dem AVHRR/2 nicht erfüllt.

#### 7.4. Wolkeneinfluß

Bei der IR-Fernerkundung ist die Bewölkung das größte Hindernis, da die hohe optische Dicke der Wolken eine Transmission der Strahlung verhindert. Die Erkennung der Wolken ist daher wesentlich für die Güte der Datenauswertung. Die dabei auftretenden Schwierigkeiten sollen im folgenden dargestellt werden.

Generell ist für die Wolkenerkennung das Reflexionsverhalten von Bedeutung. Während sich Ozean und Wolken im sichtbaren Spektralbereich durch ihr unterschiedliches Reflexionsverhalten deutlich voneinander unterscheiden, können im Bereich des Maximums der terrestrischen Strahlung beide nahezu als schwarze Strahler behandelt werden.

Eine Ausnahmestellung bezüglich der optischen Dicke nehmen die Kondensstreifen und Cirruswolken ein, die als reine Eiswolken nur schwer zu erkennen sind. Ihre niedrige optische Dicke gestattet ein teilweises Durchdringen der terrestrischen Strahlung. Gleichzeitig emittieren die Cirren entsprechend ihrer eigenen Temperatur, so daß der Detektor eine Mischung beider Signale registriert, und es zeigt sich eine scheinbare Erniedrigung der Meeresoberflächentemperatur. Bei der Verwendung von Spektralkanälen, die die Maxima ihrer Gewichtsfunktionen in der oberen Troposphäre haben, könnten diese Wolken registriert werden (Shenk, Salomonson 1972a). Im Falle von NOAA 7 stünde hierfür der bei  $6.72\text{ }\mu\text{m}$  zentrierte Kanal 12 des HIRS/2 zur Verfügung. Aufgrund der relativ schlechten Auflösung im Vergleich zum AVHRR/2 und der Schwierigkeit einer befriedigenden Bestimmung von Schwellenwerten zwischen klaren und kontaminierten Bildelementen wurde das HIRS/2 nicht berücksichtigt. Die Cirren sind daher im vorgestellten Verfahren eine mögliche Fehlerquelle. Eine Schwierigkeit, die nur bei Nachtüberläufen oder aber über schnee- und eisbedeckten Gebieten auftritt, ist die

Identifizierung einheitlicher, geschlossener, niedriger Wolkendecken(McMillin, Dean 1982). In diesem Fall kann die Strahlungstemperatur aus IR-Kanälen irreführend sein. Ein Vergleich der Fensterkanäle bei 10-12.5  $\mu\text{m}$  mit einem sehr tief in die Atmosphäre hineinreichenden  $\text{CO}_2$ -Absorptionskanal, etwa bei 13.5  $\mu\text{m}$ , kann zur Erkennung derartiger Wolkendecken dienen(Walton 1976). Das HIRS/2 besitzt einen  $\text{CO}_2$ -Kanal bei 13.35  $\mu\text{m}$ , jedoch gelten auch hier die bei der Besprechung der Cirren erläuterten Schwierigkeiten einer Verwendung zweier Radiometer mit unterschiedlichen Auflösungen. Am Tage wird das Problem durch die Hinzunahme der Kanäle im sichtbaren Spektralbereich gelöst.

Eine weitere schwer zu erkennende Verfälschung der IR-Daten bildet die teilweise Wolkenbedeckung im optischen Gesichtsfeld. Ähnlich wie bei den Cirruswolken kommt es zu einer Erniedrigung der Strahlungstemperatur eines Bildelementes, da die Strahlungsintensität im Raumwinkel des Bildelementes gemessen wird. Entscheidend für den Grad der Verfälschung sind die Wolkengrößen und -höhen sowie das Auflösungsvermögen des Sensors. Der Temperaturfehler bei nur 10% Wolkenbedeckung in einem Bildelement liegt zwischen 0.5°C und 4°C(Maul, Sidran 1973). Simulationen von Wolkenbedeckungen durch Shenk und Salomonson(1972) zeigen bei Aussparung großer wolkenfreier Gebiete, daß erst ab einem Wert größer 100 für das Verhältnis von mittlerer Wolkengröße zu Bildelementgröße eine befriedigende Übereinstimmung von gemessenem und wahren Bedeckungsgrad erreicht wird. Bei niedrigen Auflösungen gewinnt dies Problem entscheidende Bedeutung. Eine Identifizierung von partiell bedeckten Bildelementen kann durch einen Vergleich zweier Kanäle und zweier angrenzender Bildpunkte("adjacent pair technique")(Smith et.al. 1968) oder durch den Vergleich von Spektralkanälen mit unterschiedlichen Auflösungen und Gewichtsfunktionen(Walton 1976) vorgenommen werden. Die örtliche Auflösung des AVHRR/2 reduziert bei Vermeidung großer Nadirwinkel den Einfluß der Teilbedeckung soweit, daß nach Aussage oben genannter Simulationen ca. 70% der realen Wolkenbedeckung von den Sensoren erkannt werden können.

Eine Erkennung des Dunstes ist mit den Kanälen 4 und 5 des AVHRR/2 nicht eindeutig durchzuführen. Lediglich bei Nachtüberläufen kann dies Problem durch Verwendung des Kanals 3 bei  $3.7 \mu\text{m}$  gelöst werden, da dieser aufgrund seiner niedrigeren Wellenlänge empfindlicher für Dunststreuung ist (Minnett et.al. 1982). Vergleiche mit den Kanälen im Fenster von 10 bis  $12.5 \mu\text{m}$  erlauben dann die Aufstellung von Kriterien für eine Klassifizierung bezüglich der Dunststreuung. Bei Tagesüberläufen hingegen beeinträchtigt die Streuung solarer Strahlung und die Reflexion der Wasseroberfläche ("Sun-glint") den Einsatz des  $3.7 \mu\text{m}$  Kanals.

Zu Fehlinterpretationen der IR-Temperaturen kann es kommen, wenn die Wolkenerkennung mittels Histogramm-Methoden (Smith et.al. 1970) durchgeführt wird: Bei Untersuchungen großer Meeresgebiete oder bei hoher räumlicher Variabilität der atmosphärischen Feuchte können die Meeresoberflächentemperaturen und die Wolkentemperaturen aus unterschiedlichen Teilgebieten gleich groß sein. Maul (1981) beschreibt dies am Beispiel des Golfes von Mexiko. Das gleiche gilt für "warme" Wolken, die sich in ihren Strahlungstemperaturen an der Obergrenze nicht deutlich von der umgebenden Meeresoberflächentemperatur unterscheiden. Eine klare Trennung beider Signale in den Häufigkeitsverteilungen ist dann nicht mehr möglich. Bei Tagesüberläufen schließt die Hinzunahme eines Kanals im sichtbaren Spektralbereich bzw. eine Kombination eines solchen Kanals mit einem IR-Kanal mittels zweidimensionaler Histogramme (Maul 1981) eine Fehlinterpretation aus.

Das Zusammentreffen mehrerer der hier erläuterten Fehlerquellen zwingt zu einer Anwendung unterschiedlicher Eliminationsverfahren, wobei der Meßwert des betrachteten Bildelementes alle Tests bestehen muß, um als wolkenfrei eingestuft zu werden. Die geometrische Auflösung des Radiometers erlaubt es dabei, eine einfache Klassifizierung in klare und bedeckte Bildelemente vorzunehmen. Eine Einteilung in unterschiedliche Bedeckungsgrade, wie dies bei geringeren Auflösungen notwendig ist, ist nicht erforderlich. Der Verlust von Meßinformationen durch Wegfall teilbedeckter Bildelemente wird

akzeptiert.

Bei den nachfolgend beschriebenen Tests handelt es sich um Methoden, die teilweise nur für Tages-oder Nachtüberläufe zu verwenden sind. Da in der vorliegenden Arbeit ausschließlich Daten von Tagesüberläufen bearbeitet worden sind, konnten die Methoden für Nachtüberläufe nicht getestet werden.

#### 7.4.1. Eistest

Dieser Test ergibt sich aus der Beschränkung der Invertierung der Strahldichten in Temperaturen auf den Bereich von  $0-30^{\circ}\text{C}$ . Ein Bildelement wird daher als bewölkt eingestuft, wenn die Strahlungstemperatur der IR-Kanäle 4 oder 5 unter  $0^{\circ}\text{C}$  liegt.

In polaren Gebieten müssen weitere Informationen, etwa aus den sichtbaren Spektralkanälen, hinzugezogen werden, um die unterschiedlichen Reflexionseigenschaften von Wasser und Eis zu berücksichtigen. Außerdem muß der reale Gefrierpunkt von Meerwasser und die korrigierte Temperatur aus den beiden IR-Kanälen verwendet werden.

Durch den Test wird eine erhebliche Einschränkung der Rechenzeit erreicht.

#### 7.4.2. Klimatologischer Test

Es wird eine Schwellentemperatur angenommen, die ca.  $4^{\circ}\text{C}$  niedriger liegt als die für das jeweilige Untersuchungsgebiet gültige klimatologische Oberflächentemperatur. Um als wolkenfrei eingestuft zu werden, darf die mit der 2-Kanal-Methode ermittelte Temperatur eines Bildelementes diese Schwellentemperatur nicht unterschreiten.

Problematisch wird dies in Gebieten mit starken Temperaturgradienten, in denen die Grenze entsprechend niedrig angesetzt werden muß. Tief liegende warme Wolken können mit dem Test nicht erkannt werden.

#### 7.4.3. IR-Kanal Test

Die Wasserdampfabsorption hat einen stärkeren Einfluß auf den Kanal 5 ( $11.5-12.5\ \mu\text{m}$ ) als auf Kanal 4 ( $10.3-11.3\ \mu\text{m}$ ). Im wolkenfreien Fall ist daher die Strahlungstemperatur des

Kanals 4 höher als diejenige des Kanals 5. Aufgrund der Konzentration des Wasserdampfes auf die unteren Atmosphärenschichten heben sich diese Differenzen bei Emissionen aus höheren Schichten auf, so daß ein Bildelement nur dann als wolkenfrei klassifiziert wird, wenn die Strahlungstemperatur im Kanal 4 höher ist als im Kanal 5. Die Hinzunahme von Aerosolteilchen verändert zwar die absolute Schwächung der Strahlungsintensität, das Verhältnis der IR-Kanäle zueinander bleibt jedoch im wesentlichen gleich. Für die übrigen atmosphärischen Gase gilt dies in gleicher Weise.

#### 7.4.4. IR-Fenster Test

Dieser Test beschränkt sich auf Nachtüberläufe und bedient sich des Kanals 3, der bei Tage teilweise unbrauchbar ist. Hierbei wird das unterschiedliche Emissionsverhalten von Wolken in den beiden spektralen IR-Fenstern ausgenutzt. Während nahe des Maximums der terrestrischen Strahlung bei ca.  $10\text{ }\mu\text{m}$  die Wolken nahezu als schwarze Strahler angesehen werden können, trifft dies auf den  $3.7\text{ }\mu\text{m}$  Bereich nicht zu. Der Grund dafür ist die Wellenlängenabhängigkeit des komplexen Brechungsindex von Wasser. Downing und Williams (1975) geben den komplexen Absorptionsanteil für reines Wasser bei  $27^{\circ}\text{C}$  und für  $3.7\text{ }\mu\text{m}$  mit  $3.63 \times 10^{-3}$  an während er bei  $11.5\text{ }\mu\text{m}$  und  $12.5\text{ }\mu\text{m}$  Werte von  $1.47 \times 10^{-1}$  bzw.  $2.6 \times 10^{-1}$  besitzt. Die Realteile liegen entsprechend bei 1.373, 1.134 und 1.134. Ausschlaggebend hierfür ist das Verhältnis von Wellenlänge zu Tröpfchen- bzw. Kristallgröße. Der um fast zwei Zehnerpotenzen kleinere komplexe Anteil bei  $3.7\text{ }\mu\text{m}$  führt zu einer niedrigeren Emission der Wolken als bei  $10\text{--}12.5\text{ }\mu\text{m}$ . In wolkenfreien Gebieten wird die Strahlungstemperatur des dritten Kanals größer sein als in den Kanälen 4 und 5, da bei Letzteren eine höhere Wasserdampfabsorption vorliegt. Werden hingegen Wolken registriert, so dreht sich dieses Verhältnis durch die geringere Emission im kurzwelligen Infrarot um. Diese Tatsache wird zur Wolkenidentifizierung genutzt, indem nur die Bildelemente akzeptiert werden, bei denen die Strahlungstemperatur des Kanals 3 höher als diejenige der Kanäle 4 und 5 ist.

#### 7.4.5. Albedotest

Dieser Test nutzt die unterschiedlichen Reflexions- und Rückstreuungseigenschaften von Wasser und Wolken im sichtbaren Spektralbereich aus. Während Wasser sich fast wie ein schwarzer Strahler verhält, besitzen Wolken Reflexionskoeffizienten zwischen 0.3 und 0.9. In polaren Gebieten tritt als dritte Komponente Eis bzw. Schnee mit Reflexionskoeffizienten von 0.4 bis 0.9 (Möller 1973) hinzu.

Die Albedo ist definiert als das Verhältnis der zurückgestreuten Strahlung zur einfallenden Strahlung. Im Falle des Meerwassers muß dabei sowohl die an der Oberfläche reflektierte Strahlung als auch die aus dem Ozean zurückgestreute Strahlung berücksichtigt werden. Letztere kann bis zu 25% der gesamten zurückgestreuten Strahlung ausmachen (Dietrich et.al. 1975). Bei Fernerkundungsverfahren ist eine direkte Messung der Oberflächenreflexion daher nicht möglich. Lediglich die Albedo kann bestimmt werden. Sie hängt in erster Linie von der Sonnenhöhe und der atmosphärischen Transmission ab, und ist in geringerem Maße auch von der Trübung des Meerwassers und vom Seegang abhängig (Payne 1972).

Für die Wolkenerkennung wird eine optimale Kombination von hoher atmosphärischer Transmission, niedriger Rückstreuung aus dem Ozean selbst, niedriger Reflexion der Ozeanoberfläche sowie hoher Reflexion der Wolken angestrebt. Der Anteil an diffus von der Atmosphäre reflektierter Strahlung und der von außerhalb des betrachteten Teils der Ozeanoberfläche zurückgestreuten Strahlung am Gesamtsignal liegt bei niedrigen Albedowerten (10%) im Bereich von 50% und nimmt mit abnehmender Wellenlänge zu (Ueno et.al. 1970).

Unter Berücksichtigung der oben genannten Punkte schlägt Maul (1981) die Verwendung eines Kanals bei 1.0-1.1  $\mu\text{m}$  vor. Der Kanal 2 des AVHRR/2 schließt diesen Teil des Spektrums ein, überdeckt mit seiner Bandbreite aber gleichzeitig die Wasserdampfabsorptionsbanden bei 0.81 und 0.93  $\mu\text{m}$  sowie die Randbereiche der Banden bei 0.72 und 1.13  $\mu\text{m}$ . Die Beeinflussung der Strahldichten durch die kurzwelligen Banden wird von Koepke (1982) für den VIS-Kanal von METEOSAT im Gebieten ohne Sonnenreflex mit 2-8% angegeben. Dieser Kanal besitzt



jedoch eine Bandbreite von  $0.35-1.1 \mu\text{m}$ , so daß für den Kanal 2 des AVHRR/2 mit einem stärkeren Einfluß zu rechnen ist. Daher wird für den Albedotest ausschließlich der Kanal 1 herangezogen. Der Versuch einer Kombination beider Kanäle zur Erkennung von Gebieten mit hoher Aerosolteilchendichte und Wasserdampfkonzentration führte zu keinem befriedigendem Ergebnis.

Die vor dem Start erfolgte Eichung des Kanals 1 ergibt einen linearen Zusammenhang zwischen gemessener aufwärtsgerichteter Strahlung und prozentualem Albedowert. Eine Integration über das gesamte solare Spektrum erfolgt nicht, ebenso unterbleibt eine Korrektur der atmosphärischen Einflüsse und der Sonnenhöhenabhängigkeit. Letzteres ist im Interesse einer scharfen Kontrastierung der Wolken gegenüber dem Ozean angebracht. Die Winkelabhängigkeit der reflektierten solaren Strahlung am Außenrand der Atmosphäre wird im Detail von Ruff et.al.(1968) beschrieben. Die Abb.7-1 stellt die Winkelrelationen von einfallendem und ausfallendem Strahl dar, wobei  $\psi$  der Streuwinkel und  $\eta$  der Azimutwinkel ist, wenn der Koordinatenpol in den einfallenden Strahl gedreht wird. Es resultiert eine starke Abhängigkeit vom Streuwinkel  $\psi$ , die maximale Intensitäten bei  $\psi=0^\circ$ , d.h. in Sonnenrichtung, und für große, vorwärtsgerichtete Streuwinkel ( $\psi=180^\circ$ ) verursacht. Die Azimutwinkelabhängigkeit ist nur schwach ausgebildet (Ruff et.al. 1968). Zur Korrektur wird der Streuwinkel  $\psi$  für jedes Bildelement berechnet. Die Deklination der Sonne und die Zeitgleichung wird dabei anhand astronomischer Tabellen für den jeweiligen Tag festgestellt. Daraus ergibt sich die geographische Zenitposition der Sonne zum Beobachtungszeitpunkt und somit die Richtung des einfallenden Strahls. Der ausfallende Strahl wird aus dem aktuellen Scanwinkel abgeleitet.

Vom gemessenen Albedowert wird ein Korrekturwert abgezogen. Grundlage dafür sind die empirisch gewonnenen Albedowerte von Payne(1972), der die Albedo der Ozeanoberfläche auf Meeresniveau in Abhängigkeit von der Sonnenhöhe und der atmosphärischen Transmission ermittelt hat. Da eine merkliche Zunahme der Albedo erst bei Zenitwinkeln  $>30^\circ$  eintritt, wird dieser

Tabelle 3

Albedo-Korrekturwerte für verschiedene Transmissionen  
in Prozent.

Bezugswinkel 30 Grad


Zenitwinkel	Transmission				
	0.2	0.5	0.6	0.7	1.0
30	0	0	0	0	0
32	0	0.1	0.1	0.1	0.1
34	0	0.1	0.1	0.2	0.2
36	0	0.2	0.2	0.3	0.3
38	0	0.3	0.3	0.4	0.4
40	0	0.4	0.4	0.4	0.5
42	-0.1	0.5	0.6	0.6	0.6
44	0	0.6	0.7	0.8	0.7
46	0	0.8	0.9	1.0	1.2
48	0	1.0	1.1	1.2	1.4
50	0	1.1	1.3	1.5	1.8
52	0	1.3	1.7	1.8	2.2
54	0	1.5	2.1	2.2	2.6
56	0	1.9	2.6	2.6	3.0
58	0	2.3	2.9	3.2	3.5
60	0	2.8	3.7	3.7	3.9
62	0.1	3.3	4.3	4.5	4.8
64	0.1	3.9	5.1	5.3	5.7
66	0.2	4.7	6.0	6.4	6.9
68	0.3	5.6	7.2	7.7	8.2
70	0.5	6.7	8.3	9.2	9.6

Wert als Bezugswinkel genommen und die Korrekturwerte als Differenzen zwischen dem jeweiligen Albedowert für eine Sonnenhöhe und dem Wert für den Bezugswinkel bestimmt. Die Korrekturwerte für verschiedene Transmissionen sind in Tabelle 3 in Abhängigkeit vom Zenitwinkel in  $2^{\circ}$ -Intervallen wiedergegeben. Für die Korrektur werden die Streuwinkel mit den in der Tabelle 3 angegebenen Zenitwinkeln gleichgesetzt und die so bestimmten Werte von den gemessenen Albedowerten abgezogen. Innerhalb der  $2^{\circ}$ -Intervalle wird linear interpoliert. Als Transmission wird ein Wert von 0.5 angenommen. Er liegt niedriger als der von Payne angegebene Wert für wolkenfreie Gebiete, berücksichtigt aber die Schwächung des ausfallenden Strahls auf dem Weg zum Außenrand der Atmosphäre. Die Azimutwinkelabhängigkeit wird bei diesem Verfahren nicht korrigiert.

Das Verfahren ist nicht zur Bestimmung absoluter Albedowerte von Objekten an der Erdoberfläche geeignet, genügt jedoch zur Beseitigung der Streuwinkelabhängigkeit und ermöglicht eindeutigere Trennungen zwischen Wolkensignalen und Ozeansignalen. Es stellt einen Kompromiß dar zwischen der Verwendung unkorrigierter Albedowerte mit entsprechend hoch angesetzten Grenzwerten für die Wolkenalbedo und einer detaillierten Berücksichtigung gemessener und simulierter Winkelabhängigkeiten am Außenrand der Atmosphäre (Behnke et.al. 1982).

Der Grenzwert zwischen Wolkenalbedo und Ozeanalbedo wird anhand von Histogrammen visuell als der Ort des maximalen Gradienten an der Flanke des Ozeanmaximums zu hohen Albedowerten hin bestimmt.

#### 7.4.6. Mittelungen

Eine Verminderung der Auflösung durch Mittelung erfolgt in erster Linie zur Rechenzeiterparnis bei der Koordinatentransformation. Jeweils über  $2 \times 2$  Bildpunkte wird dabei die Strahlungstemperatur gemittelt. Die Position des so entstehenden Bildelementes wird im Mittelpunkt des  $2 \times 2$  Feldes zentriert, wobei die unterschiedliche geometrische Größe der Bildpunkte vernachlässigt wird. Diese Mittelung wird erst ausgeführt, wenn alle atmosphärischen Tests, die auf  aufgeführt, wenn alle atmosphärischen Tests, die auf

Vergleich der einzelnen Spektralkanäle eines Bildelementes beruhen, abgeschlossen sind. Dieses Verfahren simuliert ein Radiometer mit einer nur halb so großen örtlichen Auflösung wie die des AVHRR/2, ohne auf dessen Vorteile zu verzichten.

Zusätzlich wird ein weiterer Test eingebaut, indem der gemittelte Temperaturwert nur dann akzeptiert wird, wenn alle vier Bildelemente die vorangegangenen Wolkentests bestanden haben. Schon bei nur einem durch Wolken kontaminiertem Bildelement wird der gemittelte Wert verworfen. Hierdurch sollen partiell bedeckte Bildelemente in der Umgebung von Wolken eliminiert werden.

#### 7.4.7. Wolkenrandtest

Das Problem partiell bedeckter Bildelemente an den Rändern von bereits durch andere Tests erkannten Wolkenfeldern soll durch diesen Test behoben werden. Er wird daher nur bei Bildpunkten angewendet, die die vorigen Tests bestanden haben. Wie in Abb.7-2 skizziert ist, werden dabei die in Flug- bzw. Scanrichtung benachbarten Bildelemente untersucht. Ist eines dieser Elemente als bewölkt klassifiziert, so darf der Betrag der Temperaturdifferenz zwischen dem zentralen Element und dem der Wolke gegenüberliegenden Element einen Wert von  $0.25^{\circ}\text{C}$  nicht überschreiten. Andernfalls wird das zentrale Element ebenfalls als bewölkt eingestuft. Der Verlust an Oberflächentemperaturinformationen bei Elimination teilweise bedeckter Wolkenrandelemente wird dabei akzeptiert.

#### 7.4.8. Punktwolkenelemination und Glättung

Der Test soll partiell bedeckte Bildelemente eliminieren, die nicht an bereits erkannte Wolkenfelder angrenzen. Ein Bildelement im Zentrum eines  $3 \times 3$  Feldes wird dabei mit den acht umgebenden Elementen verglichen und als bewölkt eingestuft, wenn seine Temperatur im Vergleich mit irgendeiner der umgebenden Elemente niedriger als  $1^{\circ}\text{C}$  ist. Dieser Grenzwert muß an die jeweils herrschenden atmosphärischen und ozeanischen Verhältnisse angepaßt werden. In Gebieten mit stark ausgeprägten Temperaturfronten muß ein höherer Wert angenommen werden. Die Prozedur wird übergreifend durchge-

führt.

Im Anschluß daran wird die entgültige Strahlungstemperatur durch eine 1-fache, übergreifende Mittelung über die jeweils freien Bildelemente eines 3x3 Feldes vorgenommen. Wolken-elemente werden nicht berücksichtigt. Diese Datenglättung steht am Ende der Tests, um eine Beeinflussung der bildpunktweisen Verarbeitung zu vermeiden.

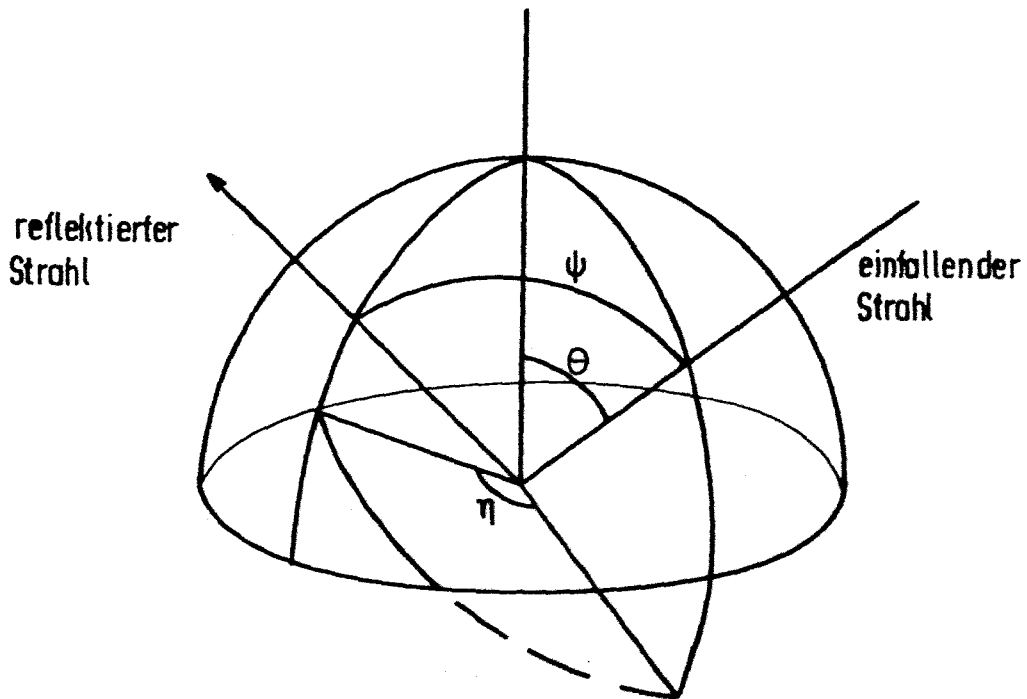


Abb.7-1 Schematische Darstellung der Beziehung zwischen dem Streuwinkel  $\psi$ , dem Azimutwinkel  $\eta$  und dem Sonnenzenitwinkel  $\theta$

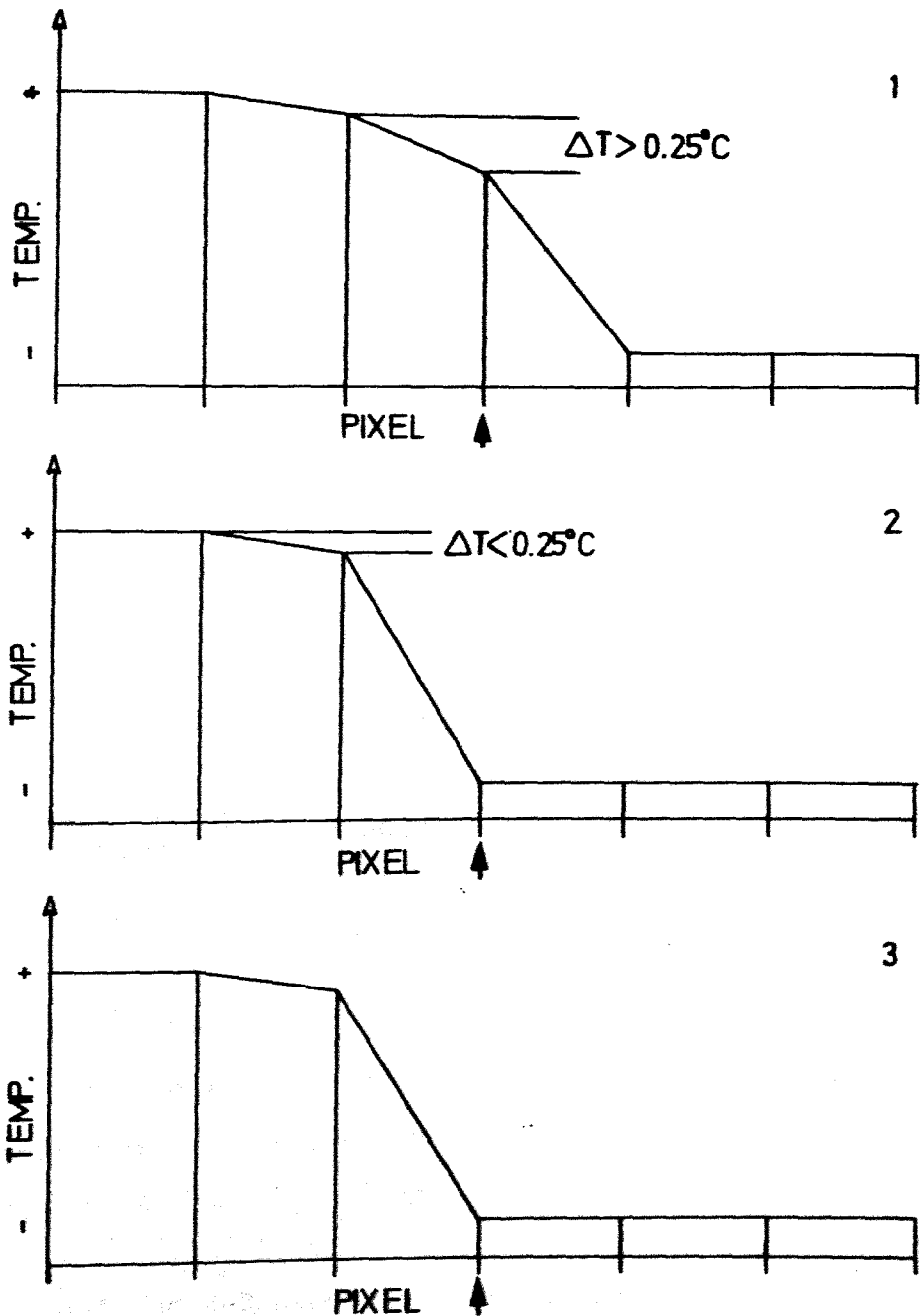


Abb.7-2 Schematische Darstellung der Wirkungsweise des Wolkenrandtestes. Niedrige Temperaturen(-) repräsentieren Wolken, hohe Temperaturen(+) die Eisanoterfläche. Das untersuchte Bildelement (Pixel) ist gekennzeichnet(Pfeil).

# 8. Prüfung des Verfahrens anhand von zwei Datensätzen

Für die Prüfung des Verfahrens wurden Datensätze zweier Überläufe von NOAA 7 verwendet. Es handelt sich um die Orbits 863 vom 23.8.1981 und 877 vom 24.8.1981. Die Projektionen der Satellitenbahnen auf die Erdoberfläche im Bereich des östlichen Atlantiks sind in Abb.3-6 wiedergegeben. Zusätzlich ist die Box eingezeichnet, in der im Sommer 1981 unter anderem Messungen der Oberflächentemperatur vorgenommen worden sind. Das gestrichelte Rechteck bezeichnet den Datenausschnitt, auf den sich alle folgenden Darstellungen und Berechnungen beziehen. Es schließt die hydrographische Box ein. Die für die Bestimmung der geographischen Positionen erforderlichen Angaben sind in Tabelle 4 zusammengefaßt. Die Orbitparameter wurden wie in Tabelle 2 angegeben verwendet.

Tabelle 4

## Ausschnittsparameter

	Orbit 863 (23.8.)	Orbit 877 (24.8.)
Zeit des Äquatorübergangs in GMT	15:43:34	15:27:07
Länge des aufsteigenden Knotens	16.65°	13.78°
Zeit der ersten bearbeiteten Scanlinie	15:50:19.6	15:37:02.8
Erste Scanlinie	705	717
Letzte Scanlinie	1212	1226
Erster Pixel	608	853
Letzter Pixel	1247	1484

In Abb.8-1 und 8-2 sind die Grauwertdarstellungen der Rohdaten des Kanals 4 für die beiden Überläufe wiedergegeben. Helle Grautöne entsprechen niedrigen Strahldichten, dunkle Grautöne hohen Strahldichten. Die weißen Flächen repräsentieren Wolkenfelder. In Abb.8-3 ist die Grauwertdarstellung der Rohdaten des Kanals 1 für den 24.8. dargestellt. Alle drei Bilder wurden von P.G.Hardtke an der Empfangsstation in Dundee erstellt.



### 8.1. Anpassungen

Bei beiden Überläufen war eine Anpassung der errechneten geographischen Positionen an die wahren Positionen möglich, da die Inselgruppe der Azoren zumindest teilweise in wolkenfreien Gebieten lag. Dazu wurde die  $15^{\circ}\text{C}$ -Isotherme der Strahlungstemperatur des Kanals 4 mit den Grauwertdarstellungen der Rohdaten verglichen. Diese Isotherme wurde als Wolkenberandung angenommen. Abb.8-4a und 8-5 zeigen die  $15^{\circ}\text{C}$ -Isotherme der unkorrigierten Datensätze beider Tage im Bereich der Azoren und die wahren geographischen Positionen der Inseln. Die mittlere durchgezogene Linie in Abb.8-4a gibt die Subsatellitenbahn wieder, die äußeren Linien die Begrenzung des Datenausschnittes. Der Vergleich mit den Grauwertdarstellungen zeigt für den 23.8. eine deutliche Verschiebung des Datensatzes in Flugrichtung. Dies ist an den Wolken um die Berggipfel der Inseln Teceira und São Jorge sowie an den Leewolken nördlich von São Miguel zu erkennen. Aus der graphisch bestimmten Versetzung wurde der zugehörige Zeitfehler zu -2.16 Sekunden bestimmt. Umgerechnet entspricht dies einer Verschiebung des Bildes um 13 Scanlinien. Dieser Wert liegt außerhalb des Fehlerbereiches der Zeitbestimmung und konnte nicht näher spezifiziert werden. Gleichzeitig wurde eine Versetzung des Datensatzes um ca. 4.5 km oder 4 Bildpunkte nach Osten festgestellt (Angaben für den Lotfußpunkt). Diese Abweichung liegt innerhalb des Fehlerbereiches für die Lagestabilität des Satelliten. Der korrigierte Datensatz ist in Abb.8-4b dargestellt.

Für den Überlauf vom 24.8. fällt der Zeitfehler mit -0.33 sec wesentlich geringer aus und bleibt im Rahmen der Fehlergrenzen.

Die Zeitfehler beider Überläufe wurden jeweils auch für das eigentliche Untersuchungsgebiet nördlich der Azoren angenommen.

### 8.2. Atmosphärische Korrektur

Die Häufigkeitsverteilungen der Strahlungstemperaturen der Kanäle 4 und 5 für den 23.8. und 24.8. sind in Abb.8-6a,b und Abb.8-7a,b dargestellt.

Am 23.8. sind zwei ausgezeichnete Maxima zu erkennen. Zum

einen sind dies alle Bildelemente mit Temperaturen unter  $0^{\circ}\text{C}$ , die etwa 32% aller Werte ausmachen. Das zweite Maximum repräsentiert die wolkenfreie Ozeanoberfläche. Beide Kanäle zeigen einen flacheren Abfall des Ozeanmaximums zu niedrigeren Werten hin, was auf atmosphärische Störeinflüsse schließen läßt. Auch die Häufigkeitsverteilung der mit der 2-Kanal-Methode korrigierten Daten zeigt diese Form (Abb. 8-6c). Das Maximum liegt bei  $22.0^{\circ}\text{C}$ . Eine leichte Häufung der Werte niedrigerer Temperaturen ist bei  $14^{\circ}\text{C}$  festzustellen. Das Histogramm der korrigierten Werte ist deutlich flacher und glatter als bei den einzelnen Kanälen. Die Temperaturdifferenz  $T_4 - T_5$  (Abb. 8-8) zeigt im positiven Bereich eine starke Streuung der Werte, was auf eine Variabilität des Wasserdampfgehaltes innerhalb des Untersuchungsgebietes hindeutet. Das Maximum von 52.5% bei  $0^{\circ}\text{C}$  repräsentiert diejenigen Werte, die durch den IR-Kanal-Test eliminiert worden sind. Die Situation einer unkontaminierten, klaren Atmosphäre ist im Bereich des Maximums bei  $1.7^{\circ}\text{C}$  der Temperaturdifferenz  $T_4 - T_5$  gegeben.

Am 24.8. weisen die Verteilungen neben dem Maximum der bedeckungsfreien Oberfläche ein zweites Maximum bei etwa  $9.5^{\circ}\text{C}$  auf (Abb. 8-7a,b). Dieses liegt für die Kanäle 4 und 5 im gleichen Temperaturintervall und deutet somit auf eine starke Emission aus Atmosphärenschichten hin. Bei beiden Kanälen sind keine Temperaturwerte unterhalb von  $+4^{\circ}\text{C}$  vorhanden, was auf eine niedrige, relativ warme Bewölkung schließen läßt. Dies wird durch die Grauwertdarstellung des Kanals 1 (Abb. 8-3) bestätigt, die im Untersuchungsgebiet überwiegend eine niedrige Cumulusbewölkung zeigt. Die Häufigkeitsverteilung der korrigierten Temperaturen (Abb. 8-7c) läßt eine deutliche Schwächung des Maximums bei  $9.5^{\circ}\text{C}$  und ein zusätzliches Maximum bei  $0^{\circ}\text{C}$  erkennen. Letzteres repräsentiert jene Bildelemente, die den IR-Kanal-Test nicht passiert haben. Der Test ist gleichzeitig für die Schwächung des Maximums bei  $9.5^{\circ}\text{C}$  verantwortlich. Durch die geringe Wolkenhöhe wirkt dieser Test nicht befriedigend, da die Wasserdampfkonzentration dort noch eine unterschiedliche Absorption der Strahlungintensitäten in den Kanälen 4 und 5 bewirkt. Das Maximum

der bedeckungsfreien Oberfläche am warmen Ende des Histogramms zeigt eine deutliche zweigipflige Form, welche bei den Histogrammen der einzelnen Kanäle nur angedeutet ist, und im wesentlichen durch die Wolkenverteilung innerhalb des Untersuchungsgebietes bestimmt wird (siehe Kap. 9).

### 8.3. Wolkenerkennung

In Abb. 8-9 und 8-10 sind für beide Überläufe die Oberflächentemperaturverteilungen im Untersuchungsgebiet nach Durchlaufen aller Wolkentests dargestellt. Der Einfluß der einzelnen Tests soll im folgenden untersucht werden. Da die Wirkungsweise des IR-Kanal-Tests im vorigen Kapitel bereits angesprochen worden ist, wird hier auf eine Diskussion dieses Tests verzichtet.

Für den klimatologischen Test wurde eine Schwellentemperatur von  $15^{\circ}\text{C}$  gewählt. Dieser Wert orientiert sich an den mittleren Oberflächentemperaturen, die im Untersuchungsgebiet für den Monat August zwischen  $19.5^{\circ}\text{C}$  und  $22^{\circ}\text{C}$  liegen (Robinson et.al. 1979). Die Wirkungsweise des Tests auf die beiden Datensätze ist in Abb. 8-11 und 8-12 dargestellt und macht die Unzulänglichkeit eines solchen Kriteriums deutlich.

Für den Albedotest zeigt die Grauwertdarstellung des Kanals 1 am 24.8. (Abb. 8-3) eine Aufhellung der Ozeanoberfläche in westlicher Richtung. Dies läßt sich durch die relative Lage von Satellit und Sonne zueinander erklären. Die lokale Sonnenzeit im Untersuchungsgebiet betrug ca.  $14^{10}$  bei einer Zenitposition der Sonne von  $11.27^{\circ}\text{N}$  und  $55.84^{\circ}\text{W}$ . Die Schattenwürfe der hohen Wolken sind vor allem im südwestlichen Bildteil erkennbar. In Abb. 8-13 ist die unkorrigierte Isoliniendarstellung der Albedowerte dargestellt. Sie zeigt den starken Einfluß des Streuwinkels und gibt die zum Teil nur schwachen Albedogradienten an den Wolkenrändern wieder. Beispiele hierfür sind die hufeisenförmige Wolke bei  $29^{\circ}\text{W}$  und  $45.3^{\circ}\text{N}$  und die langgezogenen Wolkenbänder im südwestlichen Bildteil. Ein niedrig angesetzter Albedogrenzwert von etwa 4% würde einen Großteil der freien Oberfläche eliminieren, während ein weitgefaßter Wert von etwa 6% eine

Anzahl kleinerer Wolken im Ostteil des Bildes ignorieren würde. Die Streuwinkelverteilung(vgl. Abb.7-1) zur Zeit des Überlaufes ist in Abb.8-14 wiedergegeben. Bedingt durch die Stellung von Sonne und Satellitenbahn zueinander nimmt der Streuwinkel mit dem Fortschreiten des Satelliten auf seiner Bahn zu. Die Linien gleicher Albedowerte sind gegenüber den Linien gleicher Streuwinkel um ca.  $6-10^\circ$  geneigt. Dieser Effekt erklärt sich aus der Azimutwinkelabhängigkeit der Reflexion. In der korrigierten Albedoverteilung(Abb.8-15) ist der Streuwinkleinfluß weitgehend beseitigt und die Wolkenrandgradienten sind- mit abnehmender Tendenz nach Osten hin- verstärkt. Die Häufigkeitsverteilungen der Albedowerte vor und nach der Korrektur(Abb.8-16a,b) verdeutlichen die Verstärkung des Maximums bei niedrigen prozentualen Albedowerten. Gleichzeitig treten nach der Korrektur Albedowerte unter 2% auf, was physikalisch nicht sinnvoll ist(Jerlov 1968). Die Gründe hierfür sind in zu hohen Korrekturwerten oder in einer unzureichenden Eichung des Sensors zu suchen. Bei früheren Radiometern, die auf TIROS-Satelliten geflogen wurden, sind systematisch zu niedrige Albedowerte festgestellt worden, die nachträglich anhand von terrestrischen Eichobjekten(Sanddünen u.ä.) korrigiert wurden(Arking,Levine 1967). Derartige Informationen liegen für NOAA 7 nicht vor. Die Häufigkeitsverteilungen der Albedowerte für den Überlauf vom 23.8.(Abb.8-17a,b) zeigen ebenfalls eine Verstärkung des Maximums bei niedrigen Albedowerten. Es treten allerdings keine Werte unter 2% Albedo auf. Die Streuwinkel sind durch den um ca.  $2.9^\circ$  westlicheren Überlauf generell geringer als am 24.8., so daß der Grund für die niedrigen Albedowerte in den zu hohen Korrekturwerten liegt.

Die hohen Albedowerte zeigen eine breit gestreute Verteilung. Lediglich am 23.8. ist bei ca. 40% ein schwaches Maximum angedeutet. Werte über 50% sind aus graphischen Gründen zu denjenigen des Intervalls von 49-50% hinzuaddiert.

Während am 24.8. alle Bildelemente mit Temperaturen unter  $18.4^\circ\text{C}$  den Albedotest nicht passieren, sind am 23.8. Bildelemente mit einer Albedo unter 4% schon ab  $13.2^\circ\text{C}$  vorhanden (Abb.8-18a,b). Dies läßt auf partiell bedeckte Bildelemente schließen, die durch den Test nicht vollständig zu eliminieren

sind. In Abb.8-19a,b sind die durch den Albedotest betroffenen prozentualen Anteile der einzelnen,  $0.2^{\circ}\text{C}$  breiten Temperaturklassen dargestellt. Es zeigt sich, daß der Test den gesamten Temperaturbereich beeinflußt. Selbst bei Temperaturen über  $20^{\circ}\text{C}$  passieren zwischen 4% und 20% der Werte einer Temperaturklasse den Test nicht. Während dieser Effekt an der Flanke zu niedrigen Temperaturen hin durch "warme" Wolken erklärt werden kann, sind bei Temperaturen über etwa  $18^{\circ}\text{C}$  diejenigen Bildelemente hierfür verantwortlich, die nur zu einem geringen Teil wolkenbedeckt sind. Bei ihnen bleibt die Temperaturabnahme durch die Bedeckung gering, das Reflexionsvermögen steigt jedoch soweit an, daß die Albedo des Bildelementes über den Schwellenwert von 4% gehoben wird. Für den 24.8. ist dieser Effekt wesentlich deutlicher ausgeprägt als am Vortage, was auf die lockere, durchbrochene Bewölkung zurückzuführen ist.

Der Grenzwert zwischen Ozean- und Wolkenalbedo wurde für beide Überläufe zu 4% festgelegt.

Die Bedeckungsgrade bei den durch die 2x2 Mittlung entstandenen Bildelementen sind in Tabelle 5 wiedergegeben.

Tabelle 5

Bedeckungsgrade bei der 2x2 Mittlung

	Orbit 863 (23.8.)	Orbit 877 (24.8.)
Anzahl der Bildelemente bei voller Auflösung	323973	312179
Anzahl der Bildelemente bei 2x2 Mittlung	80707	80010
0/4 bedeckt	37206	43853
1/4 bedeckt	1706	2825
2/4 bedeckt	1497	2752
3/4 bedeckt	1186	2071
4/4 bedeckt	39129	28509
Verlust einzelner freier Bildelemente	9298=2.88%	16150=5.05%

Da die gemittelten Bildelemente schon dann als bewölkt klassifiziert werden, wenn eines der 4 ursprünglichen Elemente durch vorangegangene Tests eliminiert worden ist, kommt es zu einem Verlust von Temperaturinformationen aus wolkenfreien Bildelementen. Dieser Verlust fällt mit 5.05% beim Überlauf des 24.8. relativ hoch aus, da im Bereich der durchbrochenen Bewölkung im östlichen und südwestlichen Teil des Untersuchungsgebietes (Abb.8-2) eine große Anzahl einzelner, als bewölkt klassifizierter Bildelemente vorliegt.

Die Wirkungsweise des Wolkenrandtests wird besonders im Gebiet des Wolkenbandes im Südwesten des Untersuchungsgebietes am 24.8. deutlich (Abb.8-20a,b). Vor dem Test ist eine große Anzahl wolkenfreier Bildelemente innerhalb des Wolkenbandes zu erkennen (Abb.8-20a), während nach dem Test ein fast geschlossenes, nur an wenigen Stellen durchbrochenes Wolkenband vorhanden ist (Abb.8-20b). Für den Überlauf vom 23.8. tritt eine solche Wirkung im wesentlichen bei den Wolkenformationen im Süden des Untersuchungsgebietes zwischen  $23^{\circ}\text{W}$  und  $27.5^{\circ}\text{W}$  auf (Abb.8-9, vgl. Abb.8-1). Durch den Test wird eine umhüllende Berandung um die jeweilige Wolkengruppe gelegt. Der Verlust an Meeresoberflächeninformationen zwischen den Wolken ist akzeptabel, da die Qualität derartiger Daten mit großen Unsicherheiten behaftet ist. Bedingt durch partielle Bedeckung der Bildelemente gibt in diesen Fällen die Temperaturverteilung in Wolkenrandgebieten die Wolkenform selbst wieder. Derartige offensichtliche Fehler sind in Abb.8-10 rings um eine Wolke bei  $29^{\circ}\text{W}$  und  $42.8^{\circ}\text{N}$  zu erkennen. In Abb.8-9 ist fast die gesamte Wolkenfront von  $29^{\circ}\text{W}$  und  $42^{\circ}\text{N}$  bis  $25^{\circ}\text{W}$  und  $45^{\circ}\text{N}$  davon betroffen.

Die Grenzen einer vollkommen automatisierten Wolkenerkennung werden am Beispiel des Wolkenschleiers von  $26^{\circ}\text{W}$  und  $43^{\circ}\text{N}$  bis  $24.5^{\circ}\text{W}$  und  $45^{\circ}\text{N}$  am 23.8. deutlich (Abb.8-9). Während in der Grauwertdarstellung dieses Überlaufes (Abb.8-1) deutlich der Verlauf dieses Wolkenbandes zu erkennen ist, werden von den Wolkentests nur die am schärfsten kontrastierten Punktwolken eliminiert. Die Struktur des Wolkenbandes läßt sich hingegen

in der Oberflächentemperaturverteilung als eine Aufreihung niederer Temperaturanomalien mit Werten zwischen  $20^{\circ}\text{C}$  und  $20.5^{\circ}\text{C}$  wiederfinden. Der Grund für derartige Fehlinterpretationen liegt in einer Kontamination der Bildelemente durch Wolken, die relativ zur örtlichen Auflösung des Radiometers sehr klein sind oder ein geringes Reflexionsvermögen besitzen.

#### 8.4. Glättung

Als Beispiel für die nach Abschluß aller Wolkentests erfolgende Glättung der Daten ist in Abb.8-21a,b die  $20.5^{\circ}\text{C}$  Isotherme aus dem Datensatz vom Überlauf am 24.8. wiedergegeben. Es zeigt sich, daß diese Prozedur einen annehmbaren Kompromiss einer guten Glättung der Feinstrukturen bei weitgehender Bewahrung der Isothermenverläufe darstellt. Im Bereich ausgeprägter Fronten liegt ein wesentlich geringeres Rauschen in den Daten vor, als dies in Gebieten mit schwachen Temperaturgradienten der Fall ist(vgl. Abb.8-10).

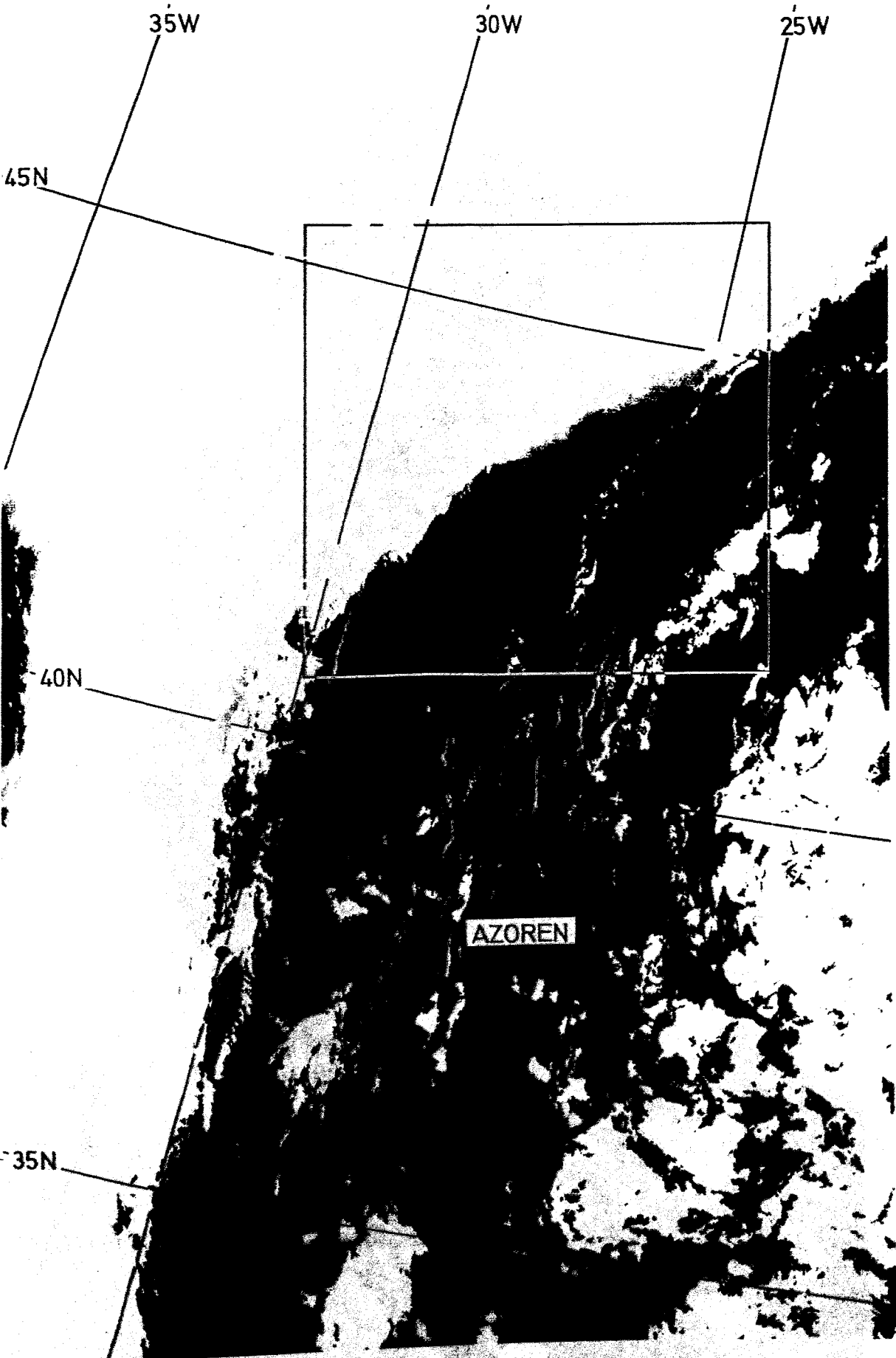


Abb.8-1 Grauwertdarstellung der Rohdaten des Kanals 4 (11  $\mu$ m)  
des AVHRR/2; 23.8.1981



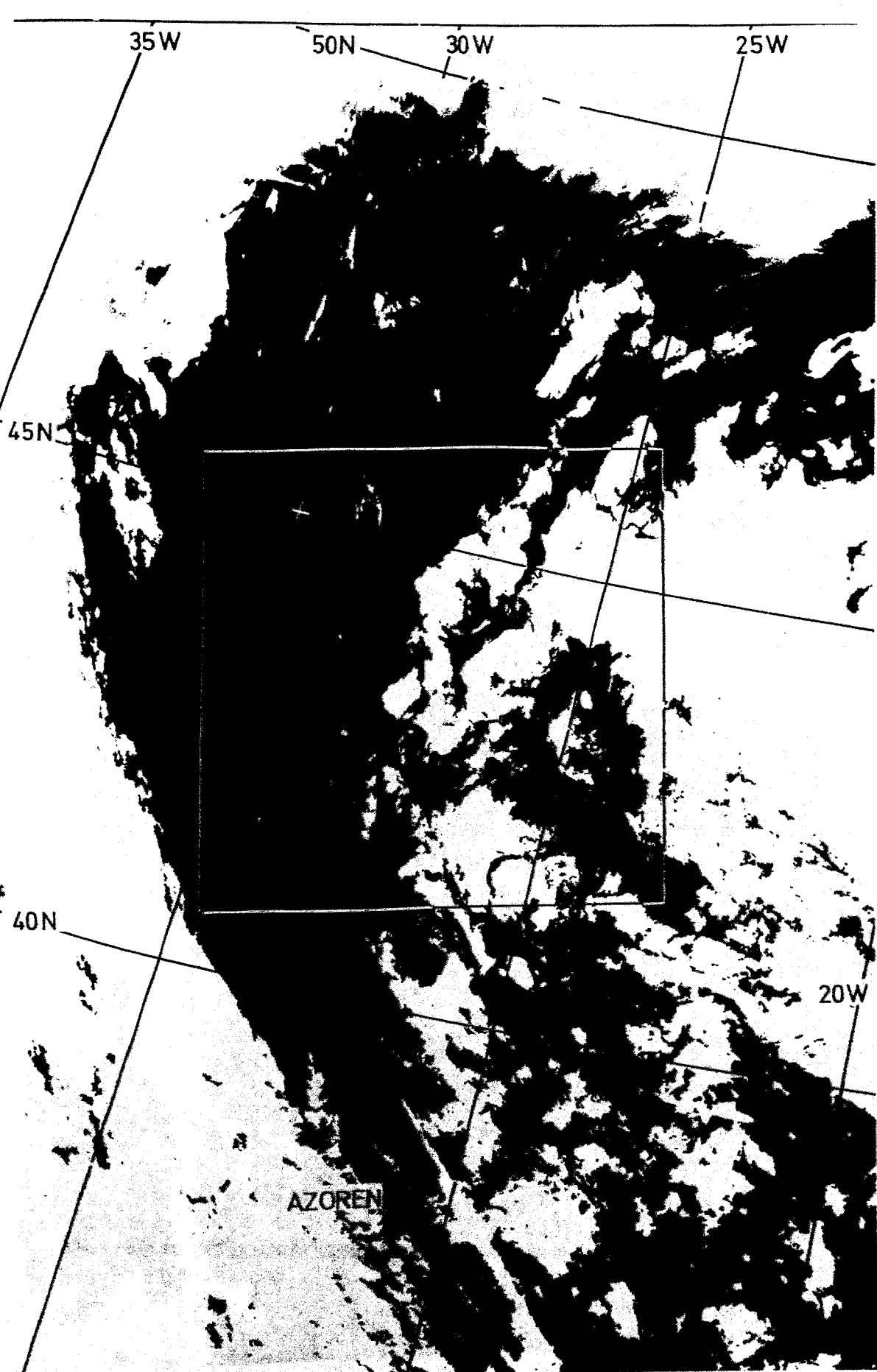


Abb.8-2 Grauwertdarstellung der Rohdaten des Kanals 4 (11  $\mu\text{m}$ )  
des AVHRR/2; 24.8.1981

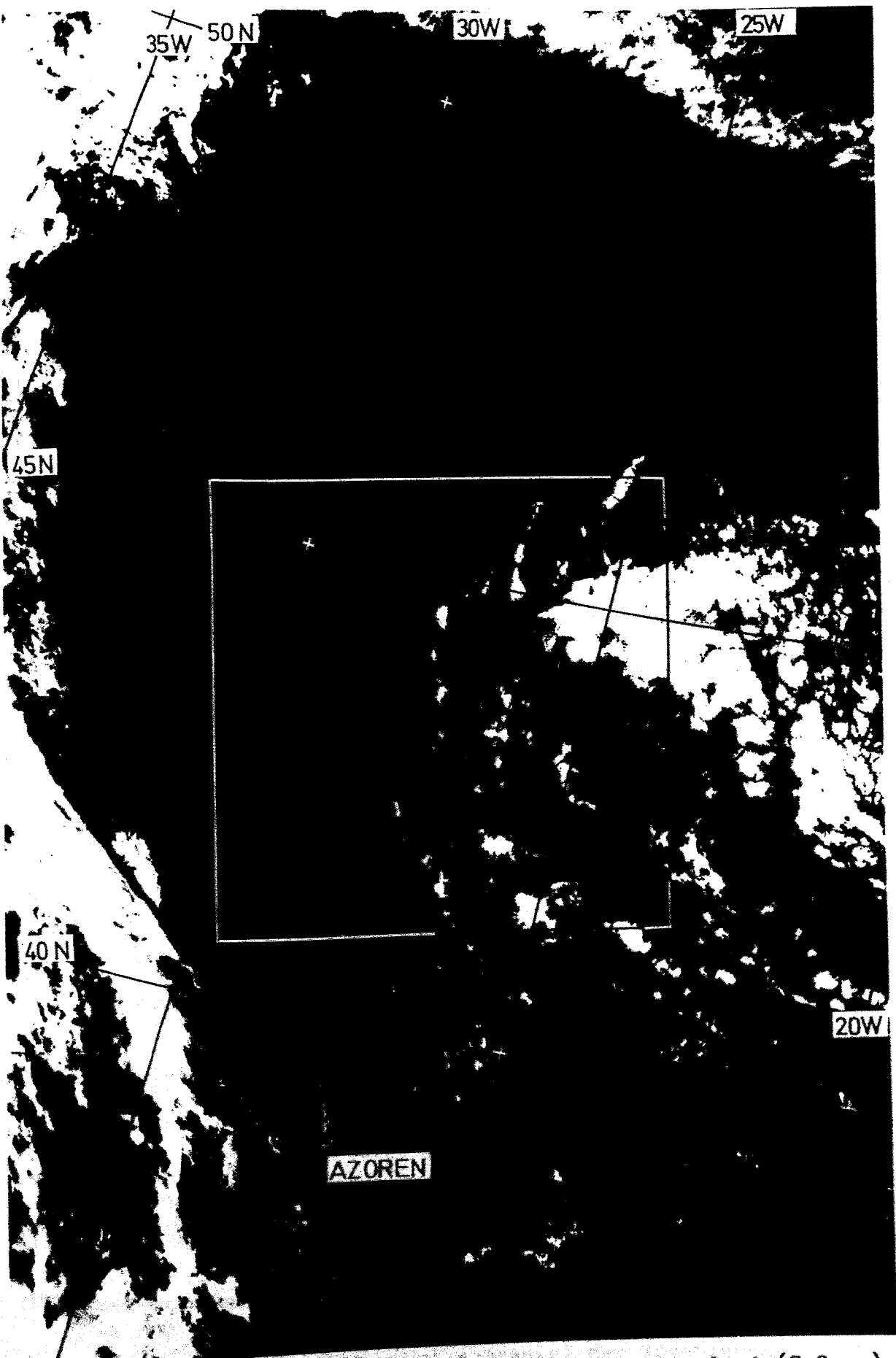


Abb.8-3 Grauwertdarstellung der Rohdaten des Kanals 1 (0.6  $\mu\text{m}$ )  
des AVHRR/2: 24.8.1981

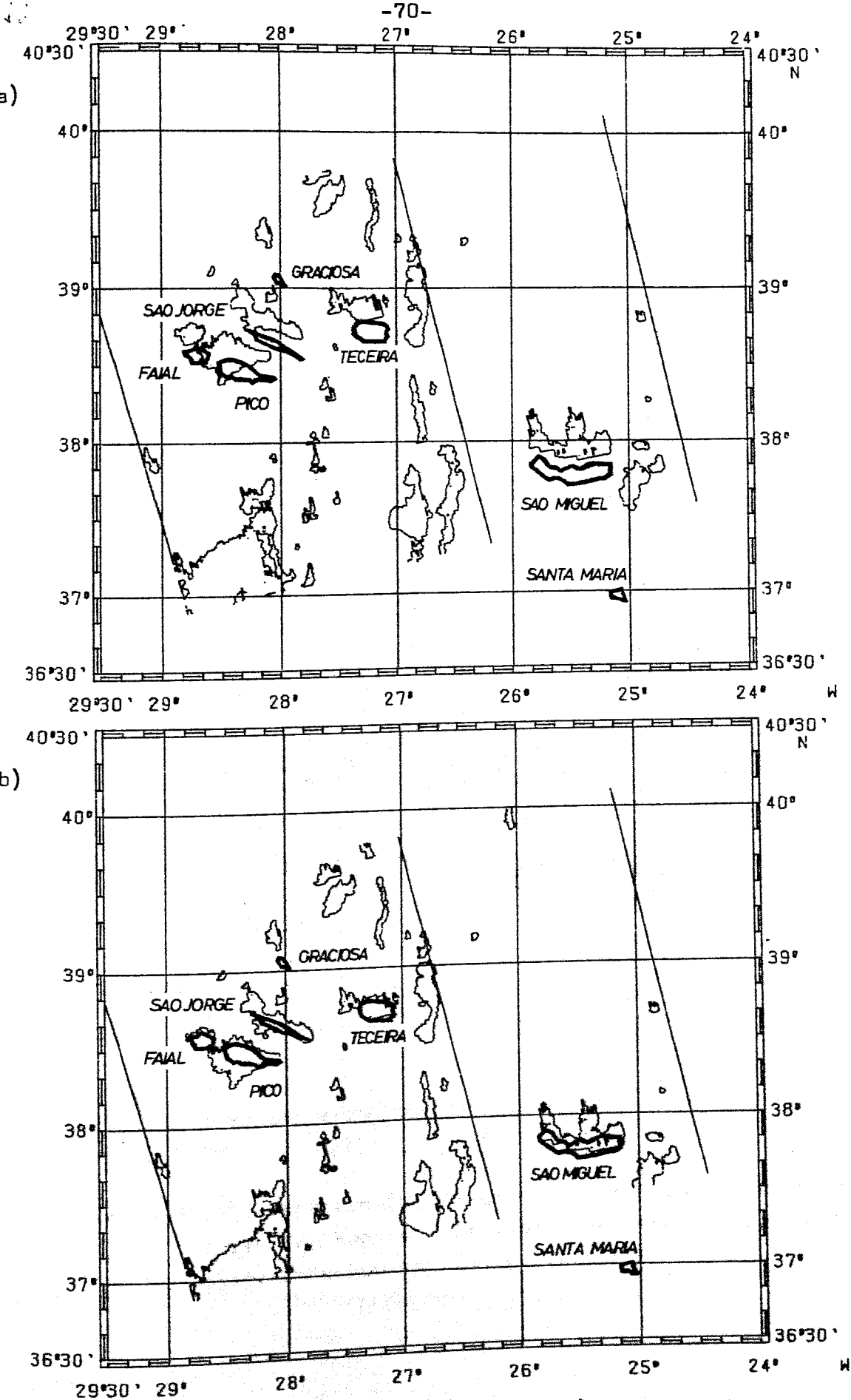


Abb.8-4 a,b 15°C-Isotherme(Wolkengrenze) der Strahlungstemperaturen des Kanals 4 im Gebiet der Azoren vor(a) und nach(b) der geographischen Anpassung; 23.8.1981

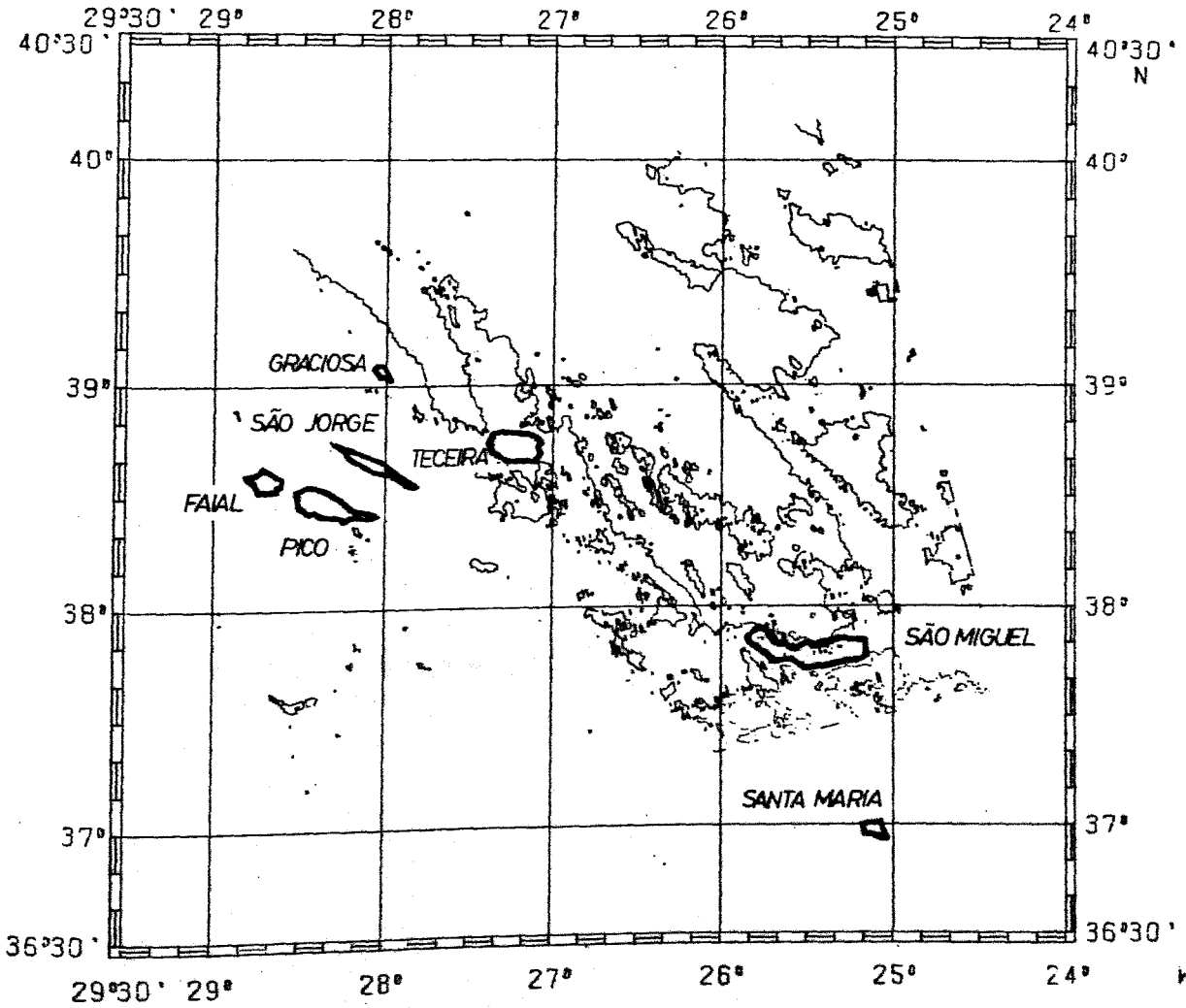


Abb.8-5 15°C-Isotherme(Wolkengrenze) der Strahlungstemperaturen des Kanals 4 im Gebiet der Azoren vor der geographischen Anpassung; 24.8.1981

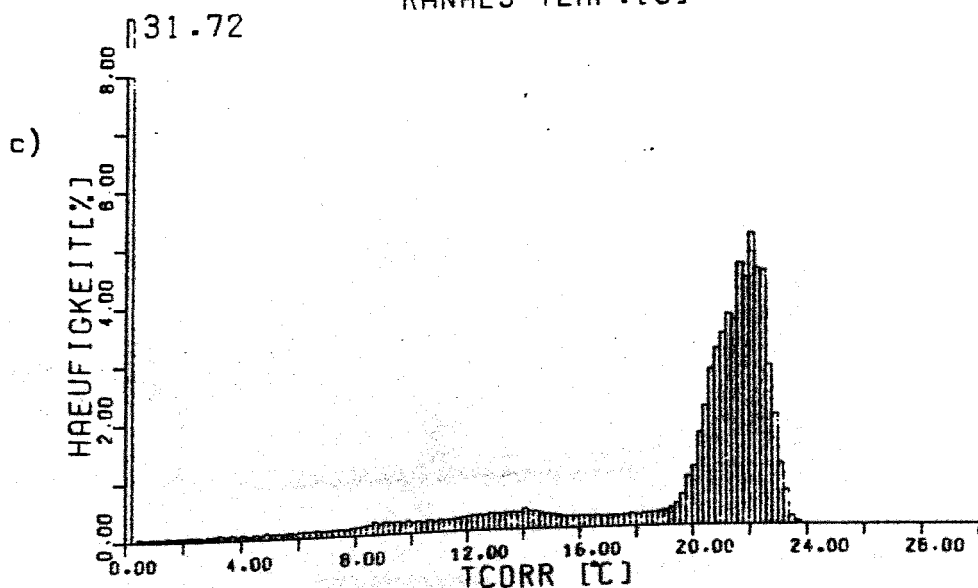
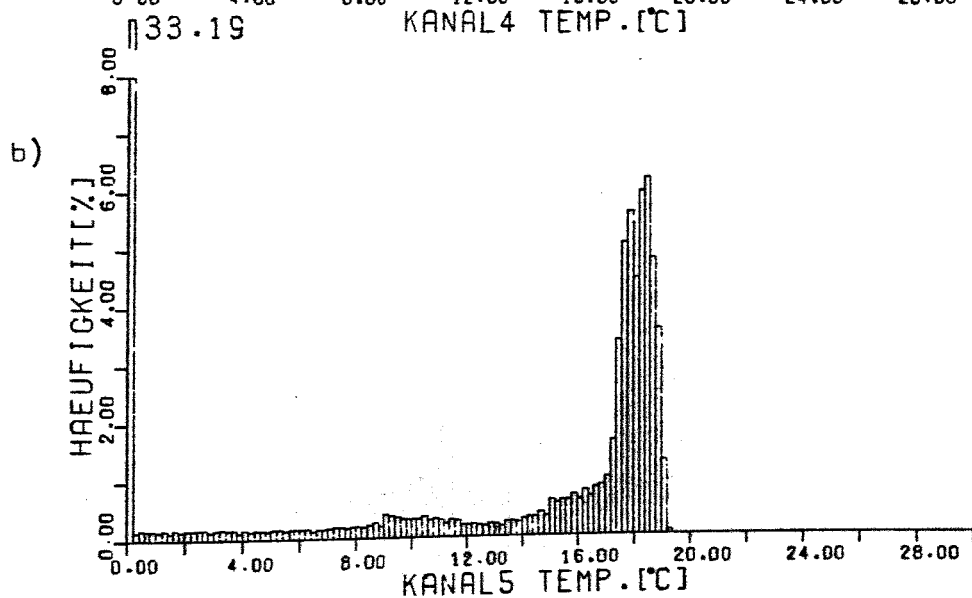
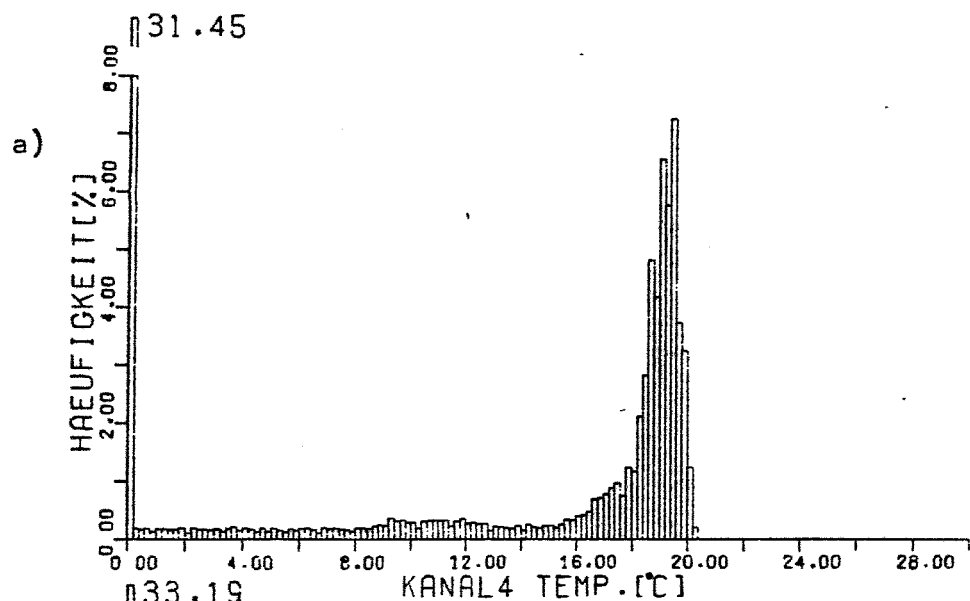
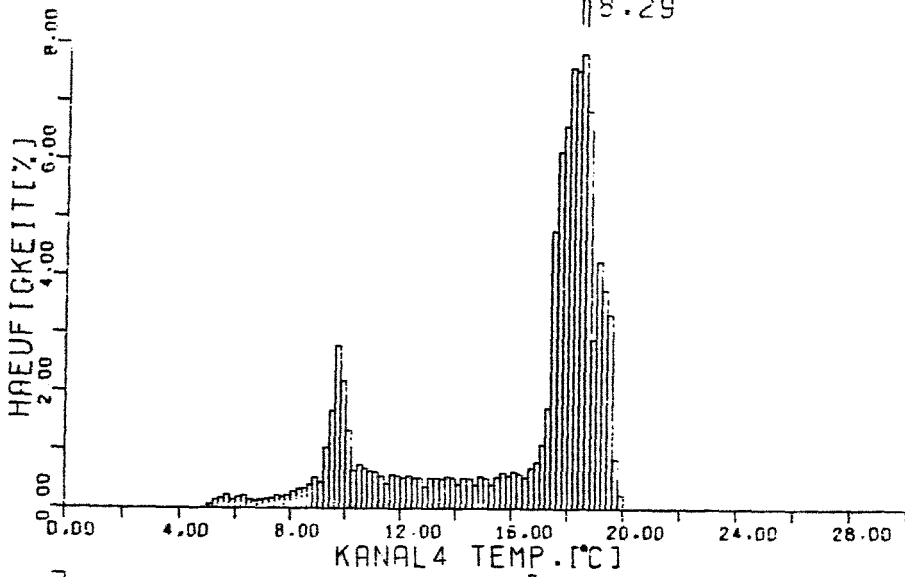


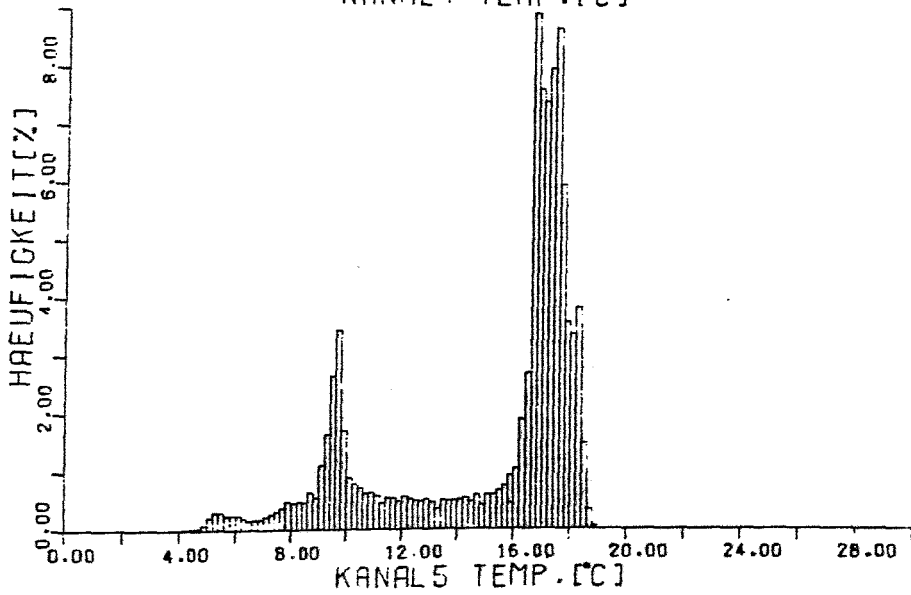
Abb.8-6 a,b,c Histogramme der Strahlungstemperaturen der Kanäle 4(a) und 5(b) sowie der korrigierten Temperaturen(c) für den Überlauf vom 23.8.

18.29

a)



b)



c)

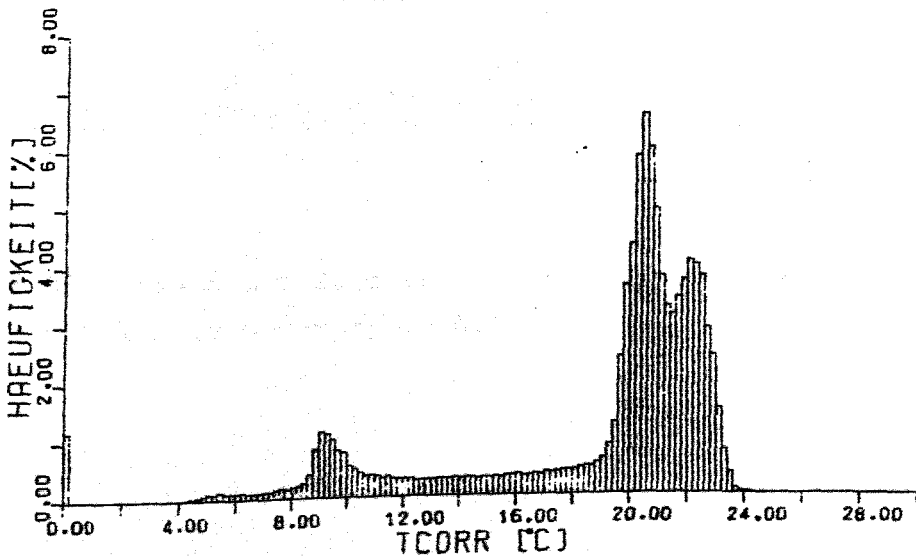


Abb.8-7 a,b,c Histogramme der Strahlungstemperaturen der Kanäle 4(a) und 5(b) sowie der korrigierten Temperaturen(c) für den Überlauf vom 24.8.

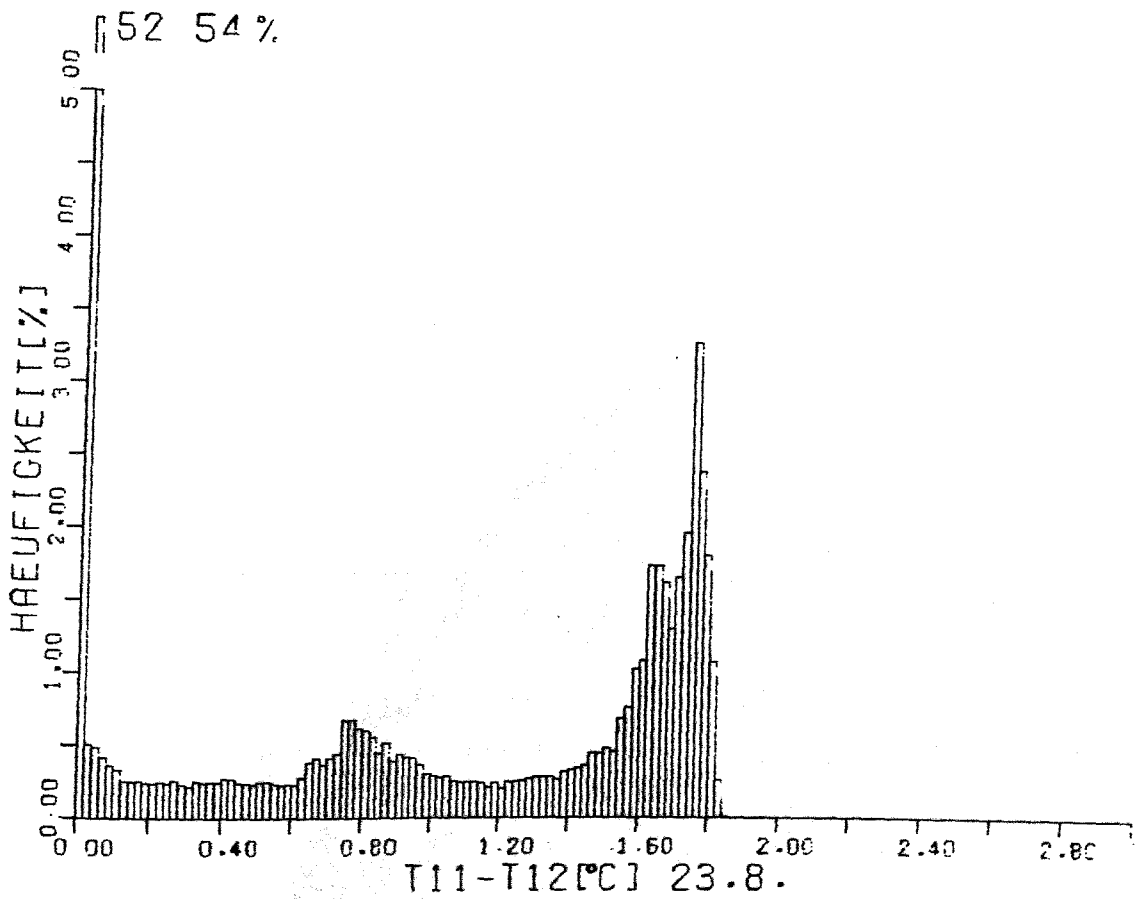


Abb.8-8 Histogramm der Strahlungstemperaturdifferenz  $T_4-T_5$  der Kanäle 4 und 5; 23.8.1981

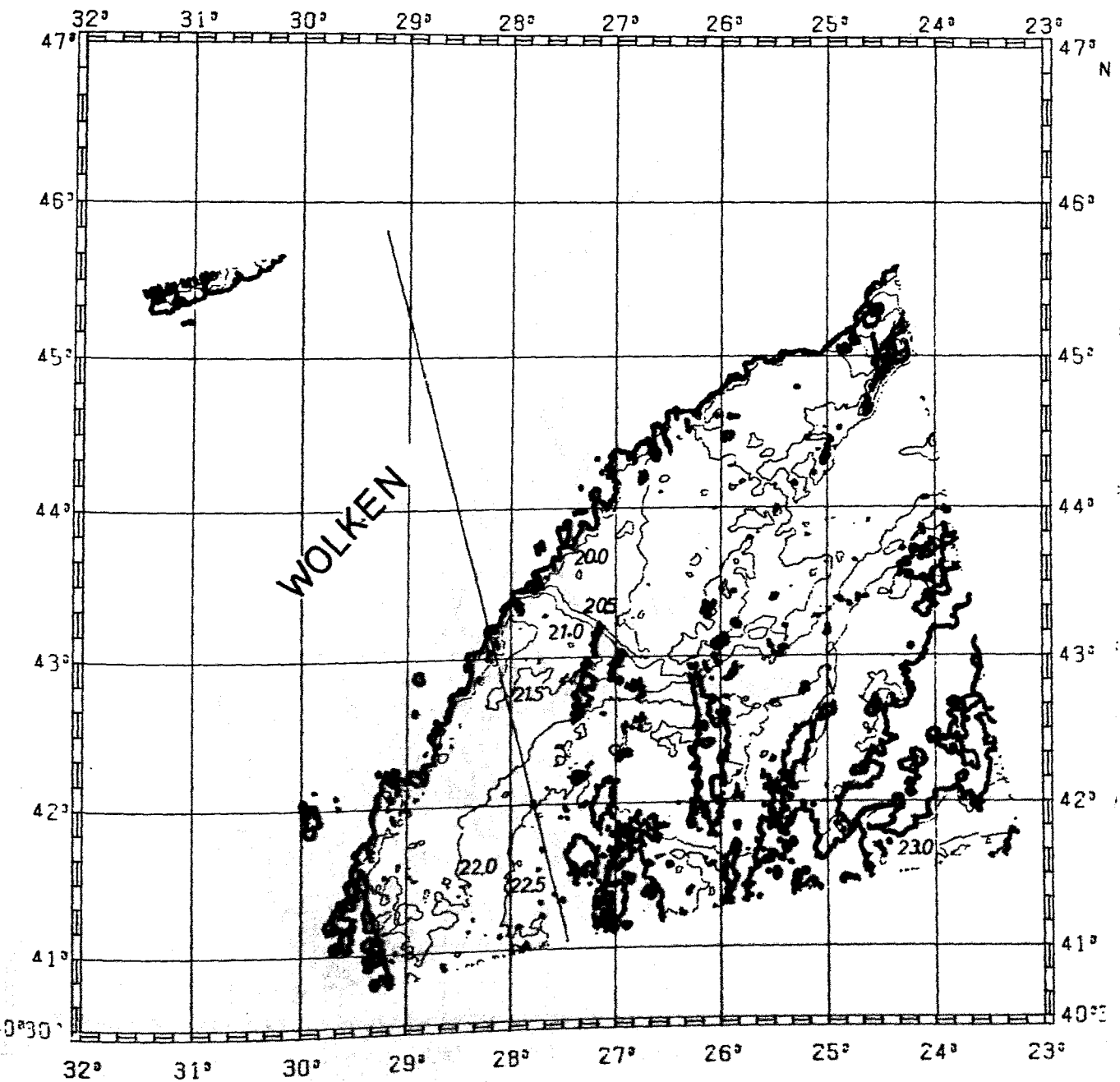


Abb.8-9 Radiometrisch ermittelte Oberflächentemperaturverteilung im Untersuchungsgebiet am 23.8. Die durchgezogene Linie stellt die Bahnprojektion auf die Oberfläche dar



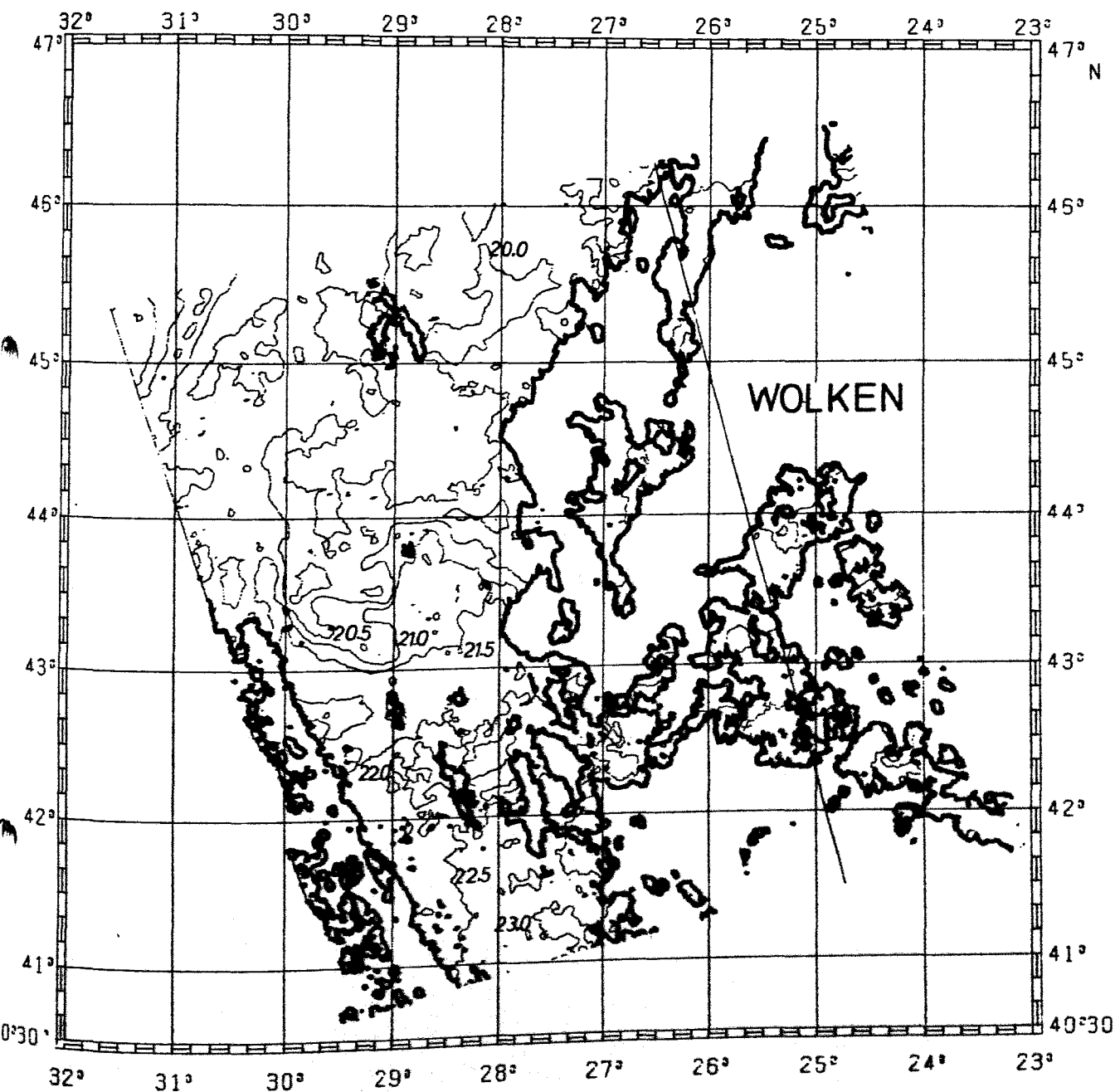


Abb.8-10 Radiometrisch ermittelte Oberflächentemperaturverteilung im Untersuchungsgebiet am 24.8. Die durchgezogene Linie stellt die Bahnprojektion auf die Oberfläche dar

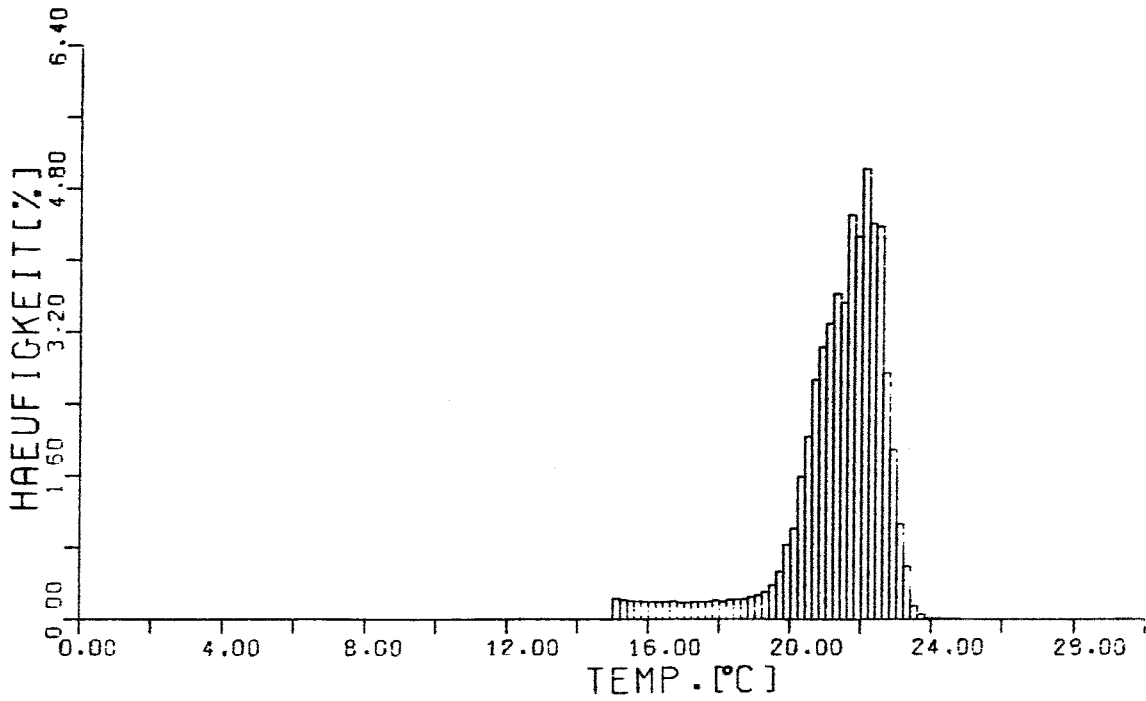


Abb.8-11 Histogramm der radiometrisch ermittelten Temperaturen des 23.8. nach dem klimatologischen Test

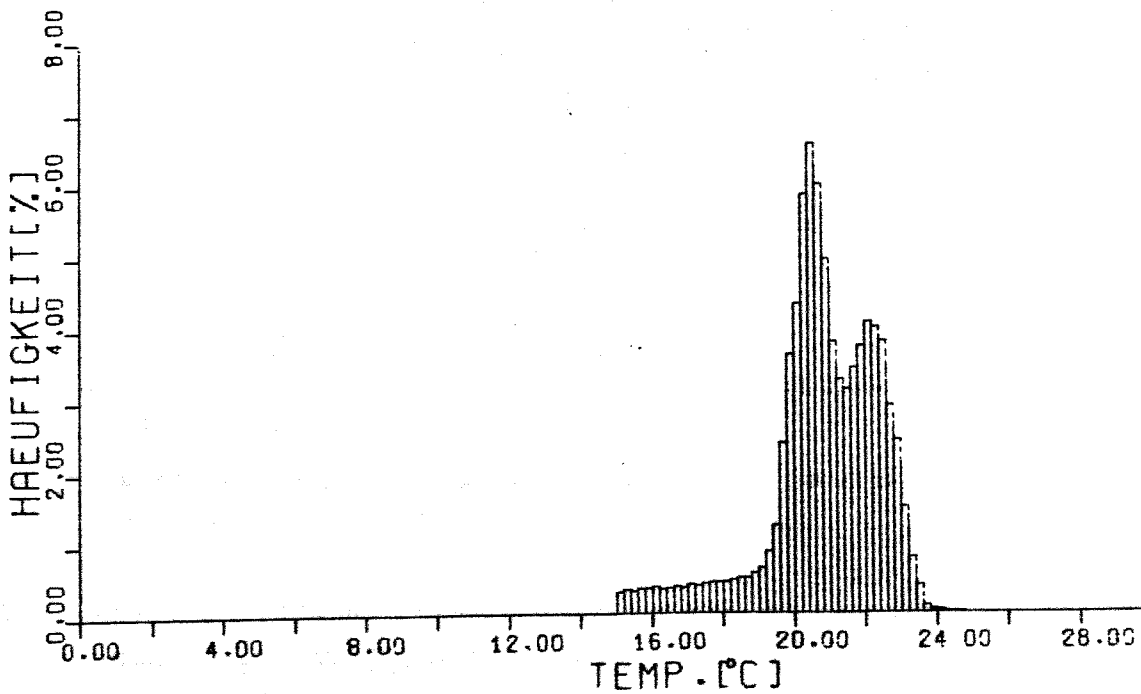


Abb.8-12 Histogramm der radiometrisch ermittelten Temperaturen des 24.8. nach dem klimatologischen Test

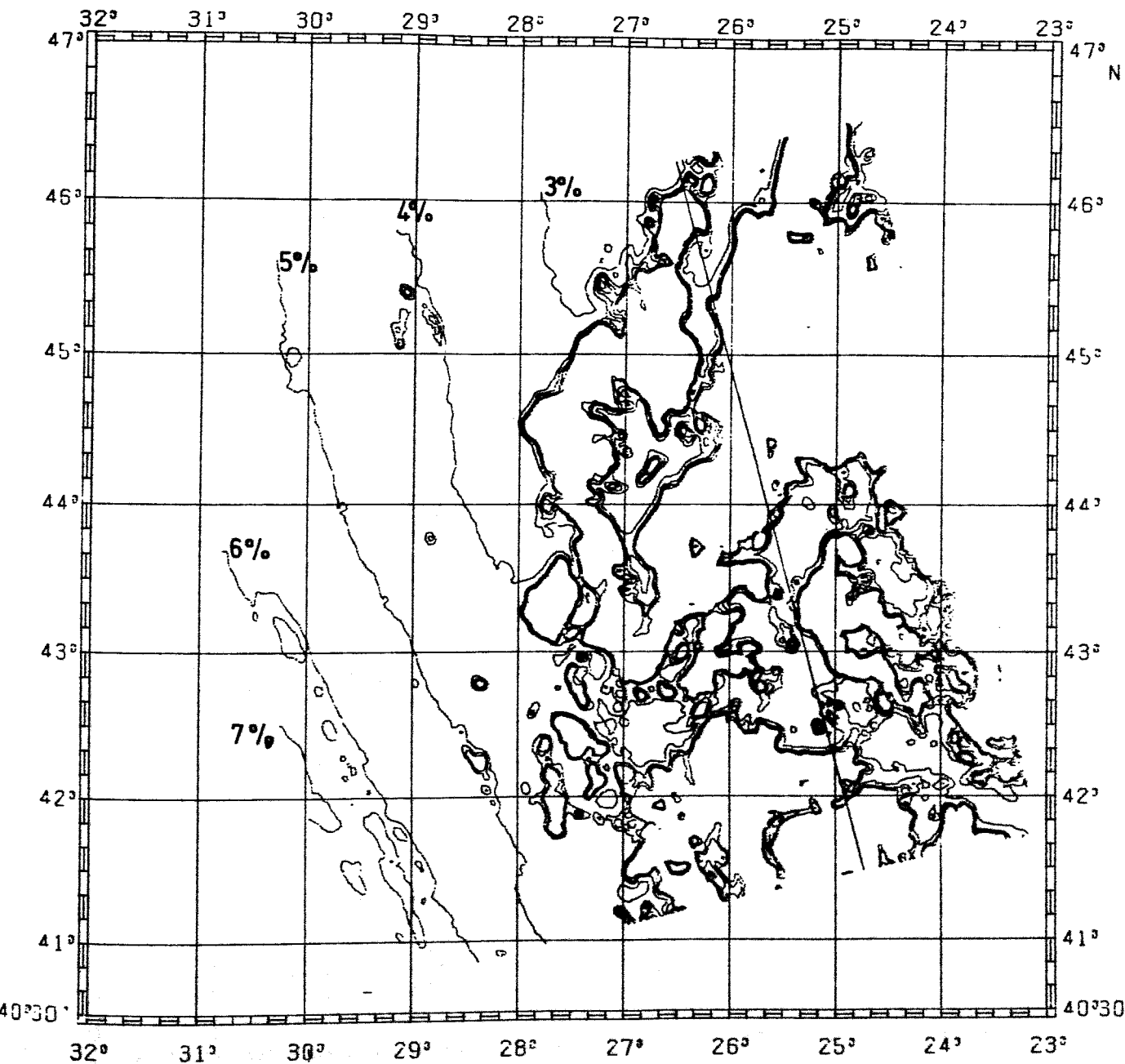


Abb.8-13 Isolinien der Albedowerte von 3% bis 7% des Kanals 1 für den 24.8. ohne Korrektur bezüglich der Streuwinkelverteilung

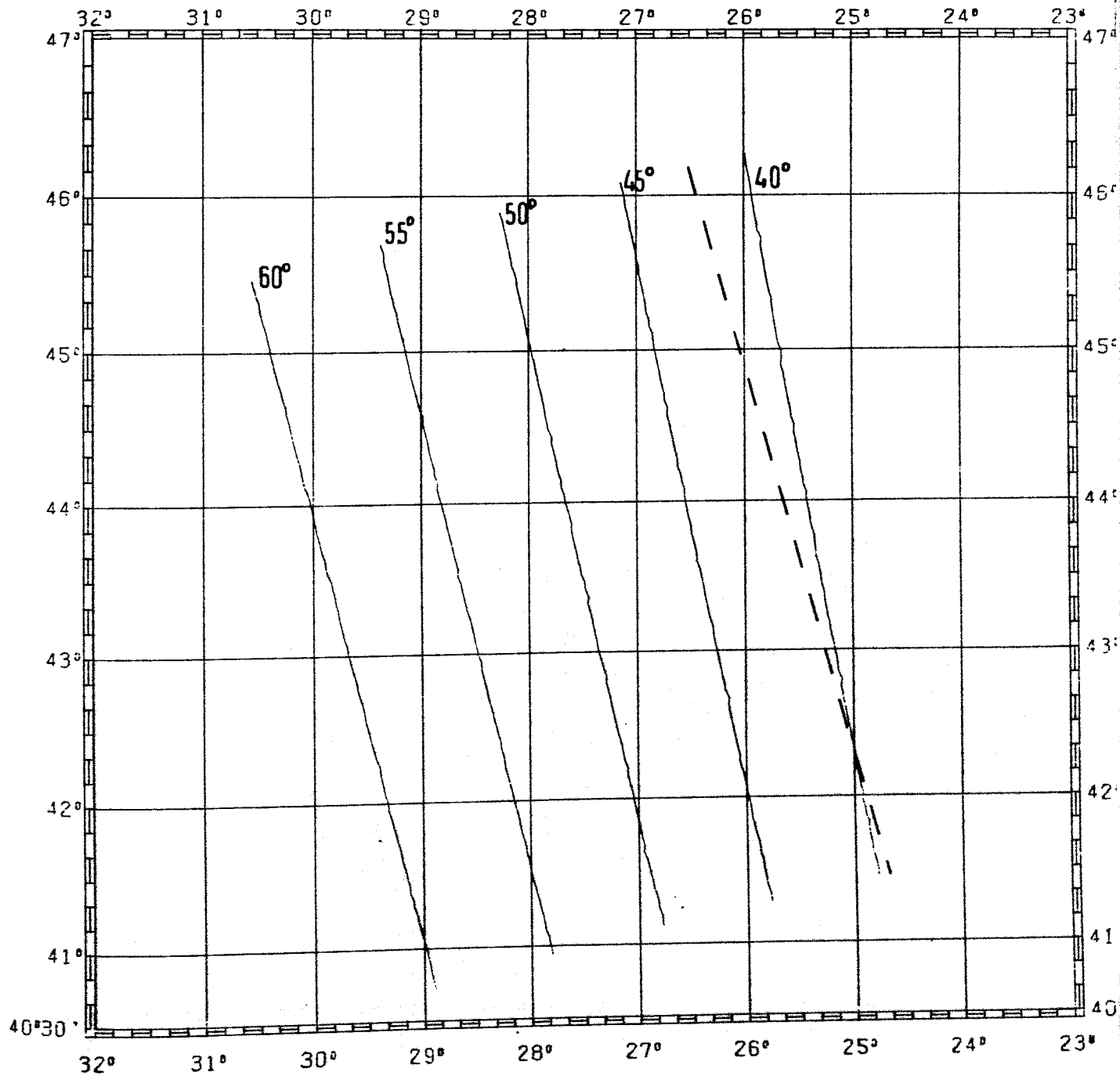


Abb.8-14 Streuwinkelverteilung für den 24.8. bei einer Zenitposition der Sonne von  $11.27^{\circ}\text{N}$  und  $55.84^{\circ}\text{W}$ . Zusätzlich ist die Subsatellitenbahn (gestrichelt) eingezeichnet.

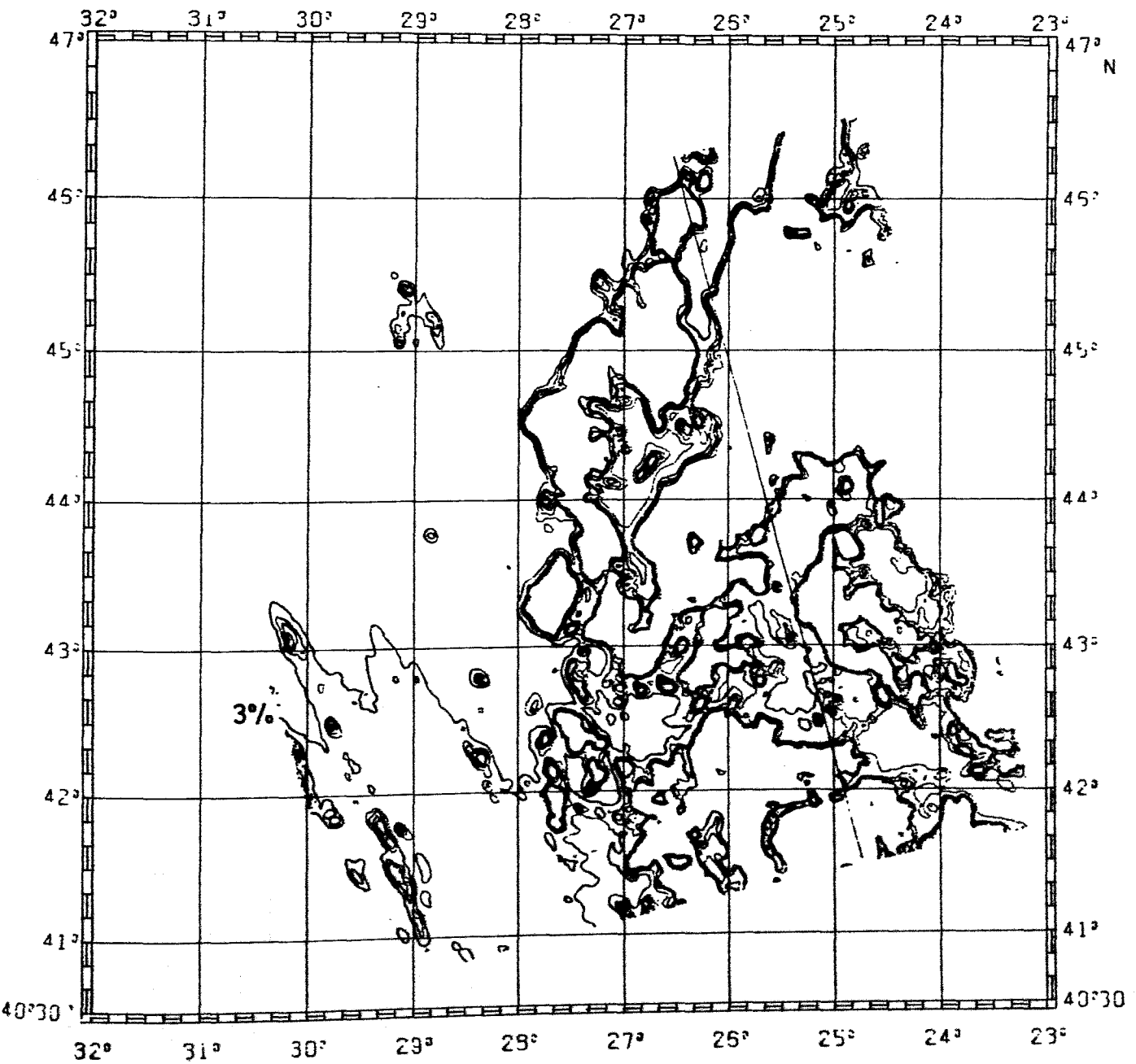
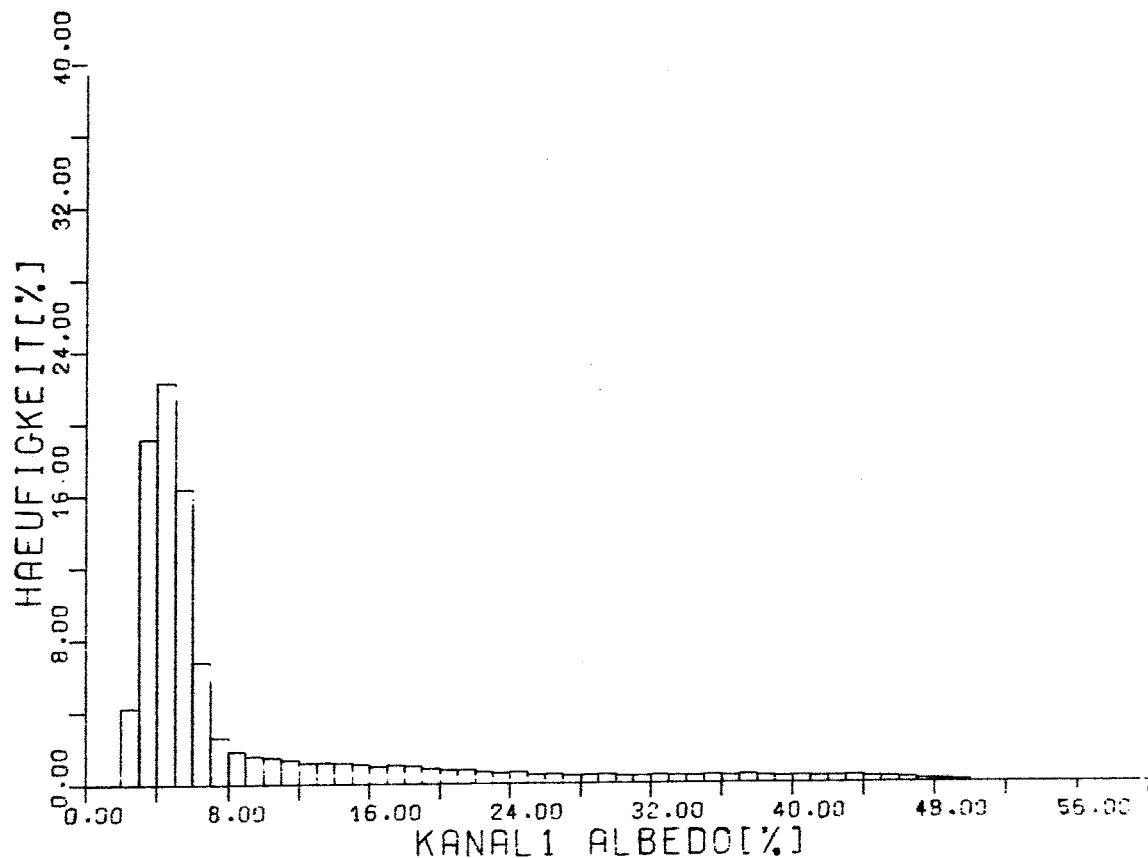


Abb.8-15 Isolinien der Albedowerte von 3% bis 7% des Kanals 1 für den 24.8. nach der Korrektur bezüglich der Streuwinkelverteilung

a)



b)

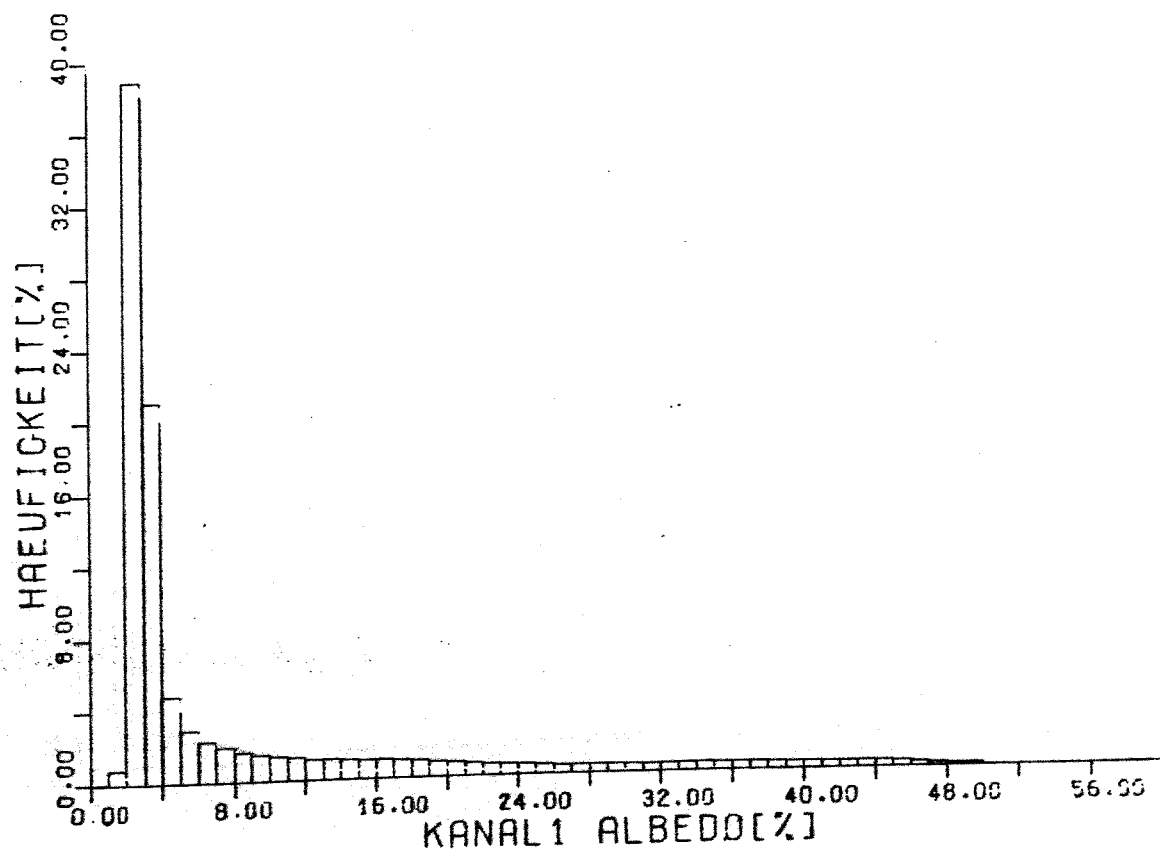
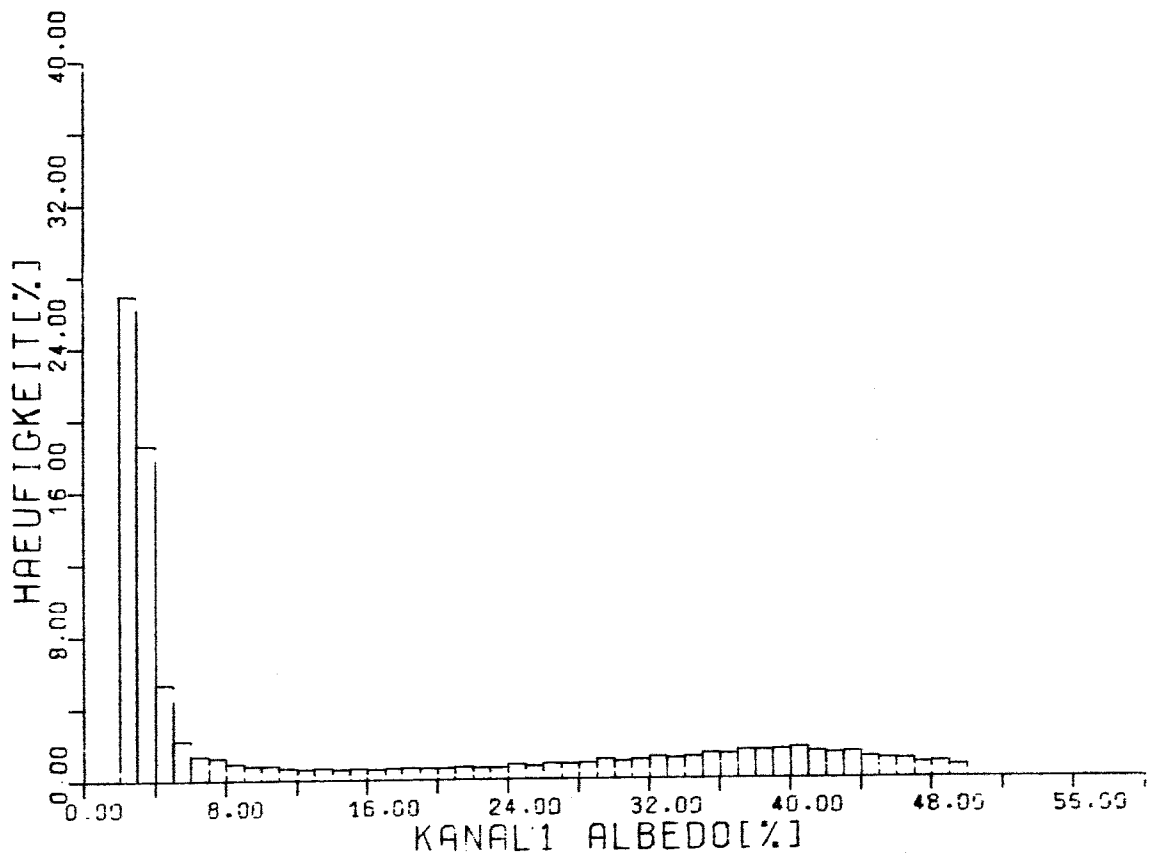


Abb.8-16 a,b Histogramme der Albedowerte des Kanals 1 für den 24.8. vor(a) und nach(b) der Korrektur bezüglich der Streuwinkelverteilung

a)



b)

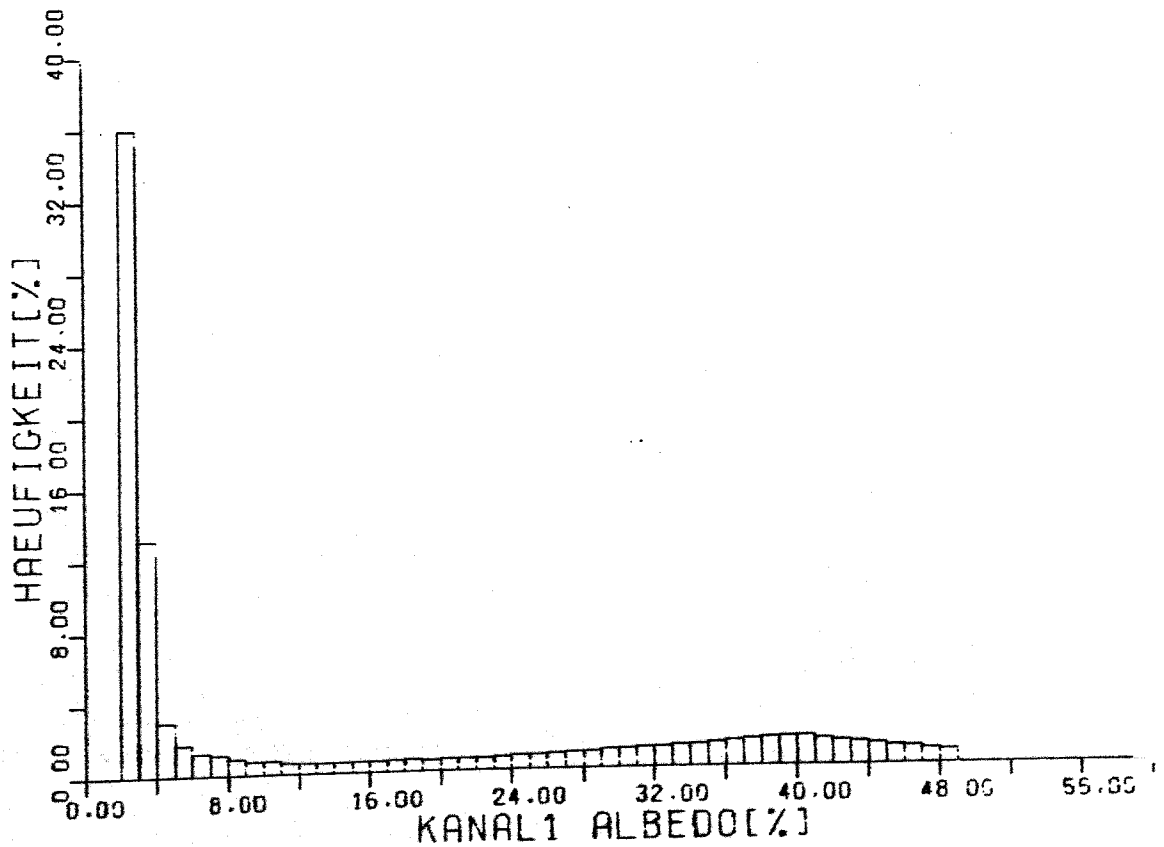


Abb.8-17 a,b Histogramme der Albedowerte des Kanals 1 für den 23.8. vor(a) und nach(b) der Korrektur bezüglich der Streuwinkelverteilung

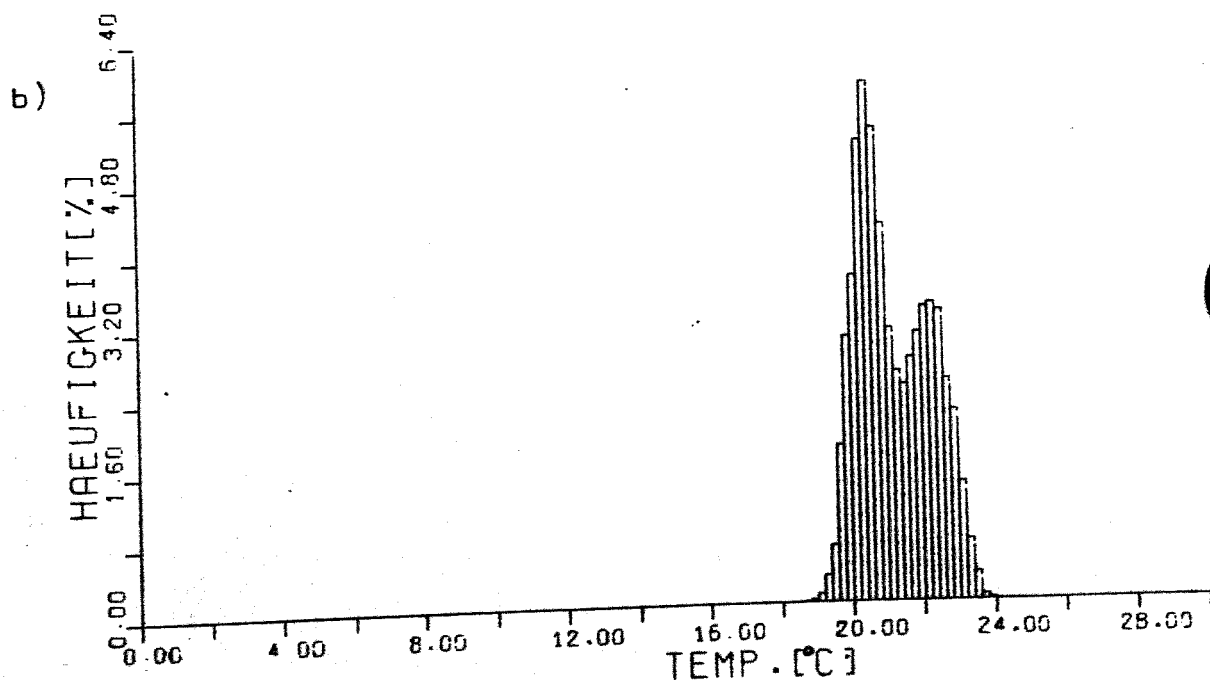
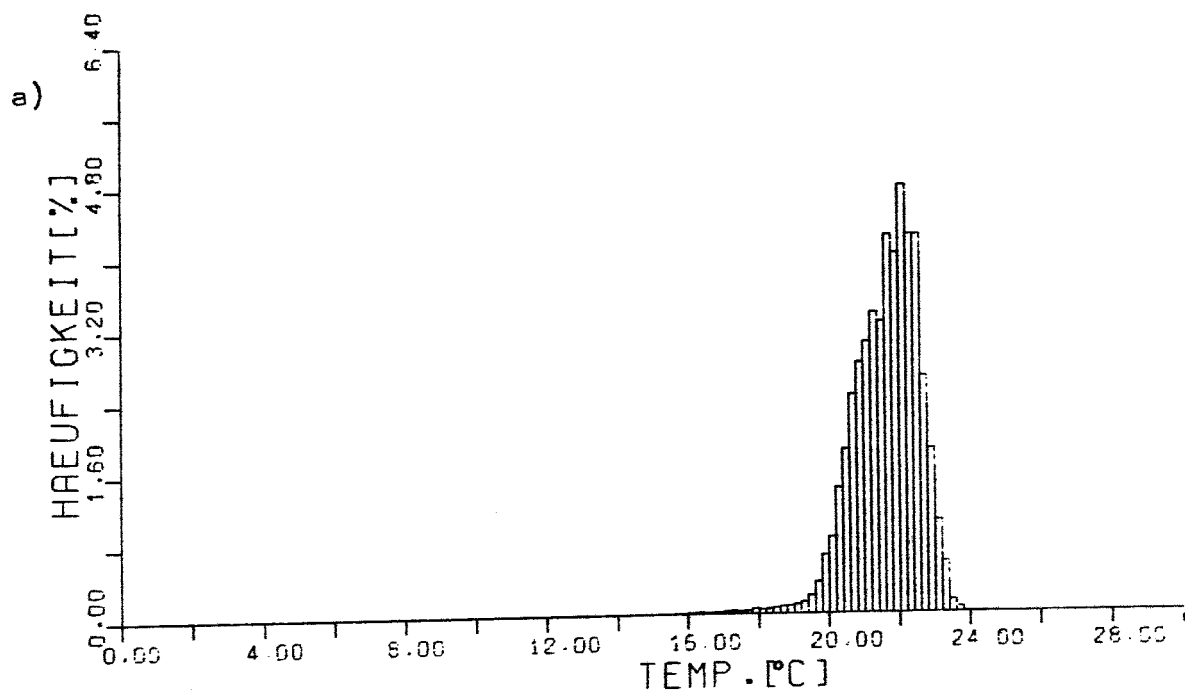


Abb.8-18 a,b Histogramme der radiometrisch ermittelten Temperaturen für den 23.8.(a) und 24.8.(b) nach Durchlaufen des Albedotests



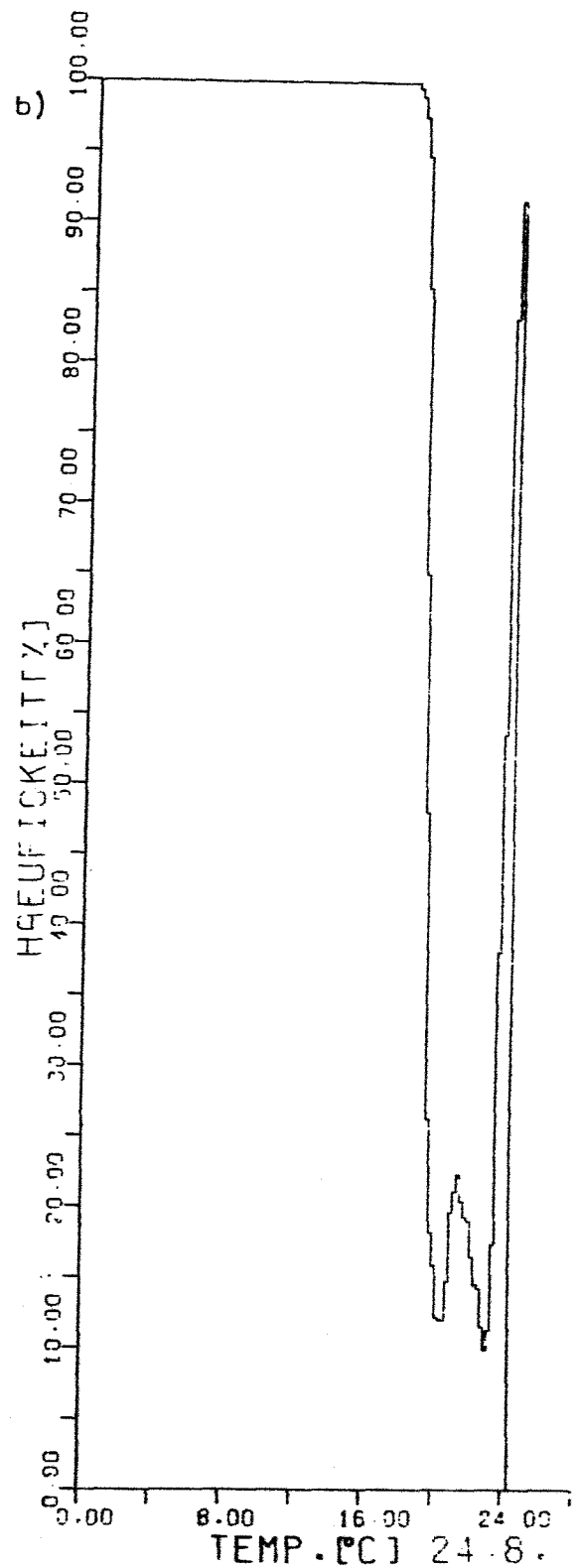
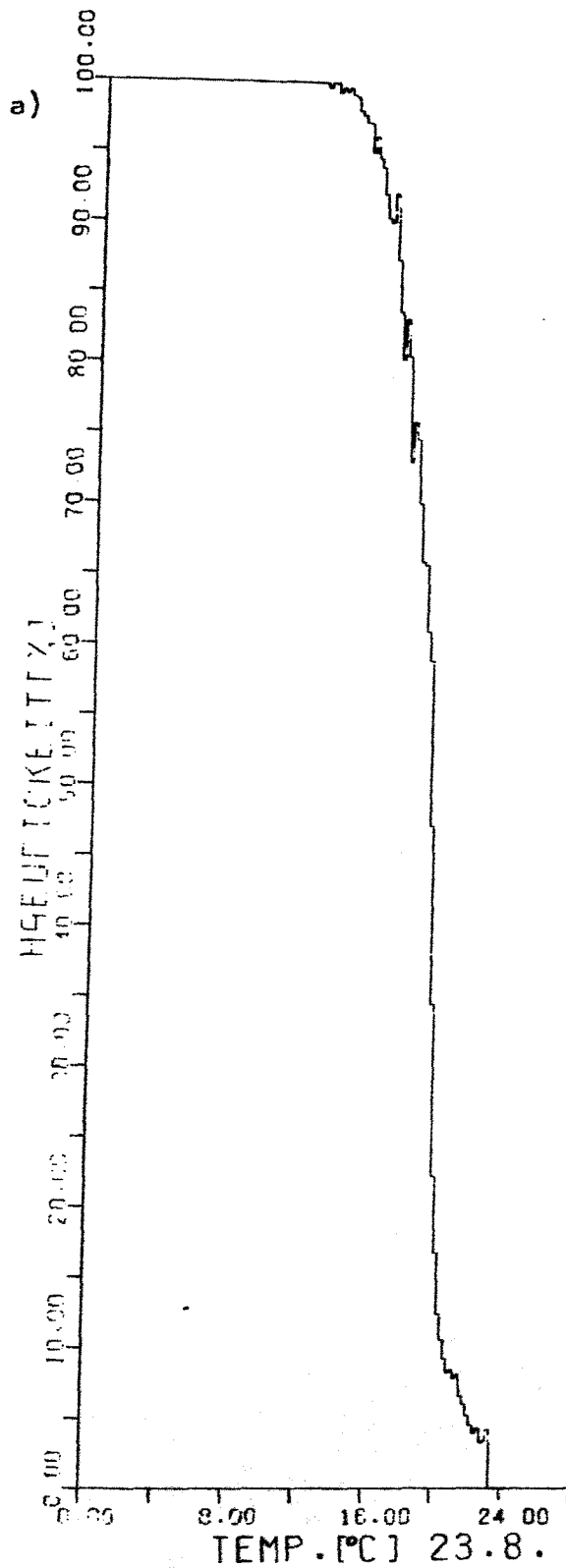


Abb.8-19 a,b Prozentualer Anteil der durch den Albedotest  
eliminierten Temperaturwerte für den 23.8.(a)  
und 24.8.(b). (Temperaturintervall=0.2°C)

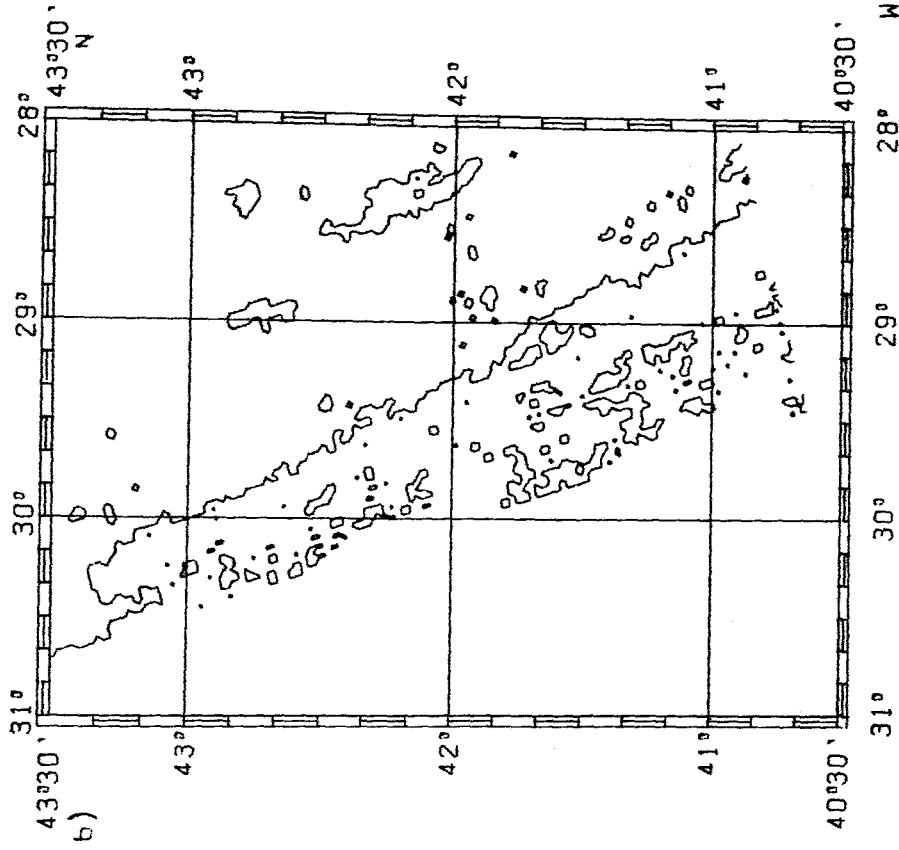
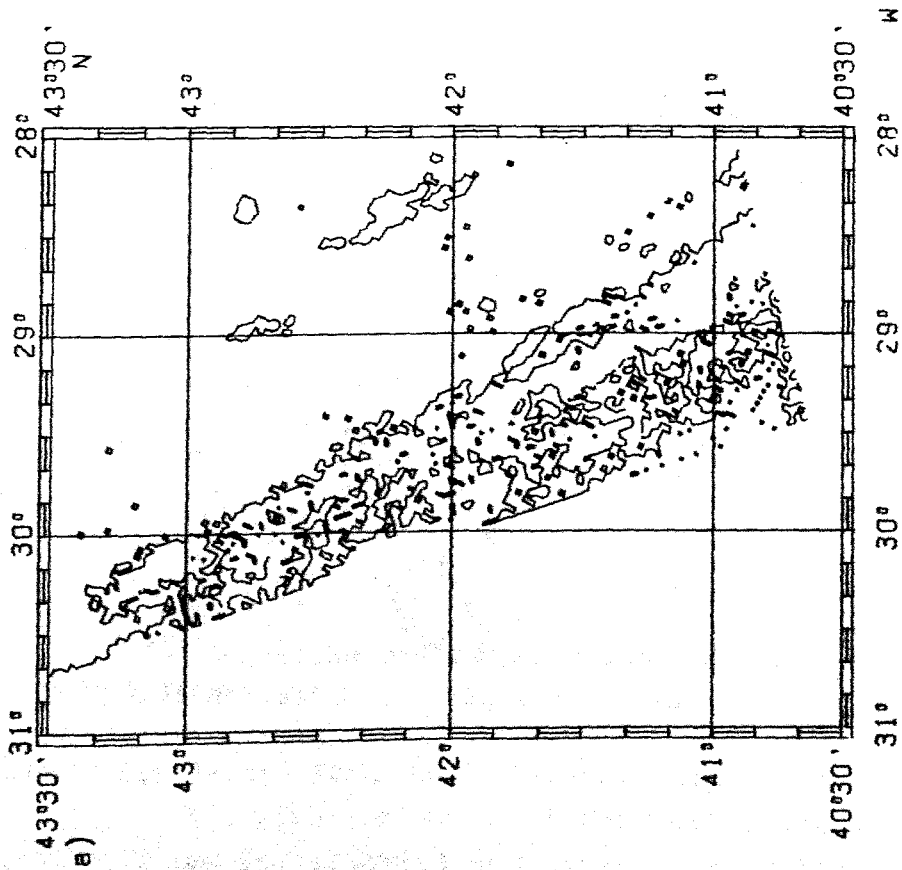


Abb. 8-20 a,b Wirkungsweise des Wolkenrandtests anhand des Wolkenbandes im Südwesten des Untersuchungsgebietes am 24.8.: ohne den Test(a) und mit dem Test(b)

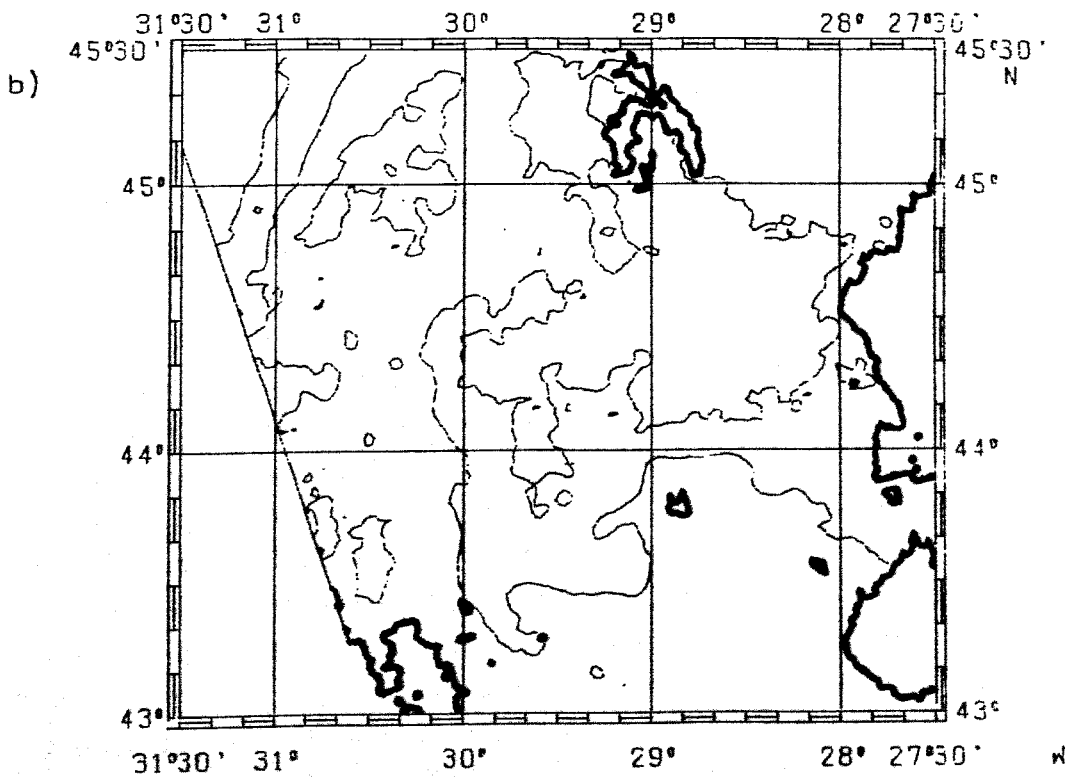
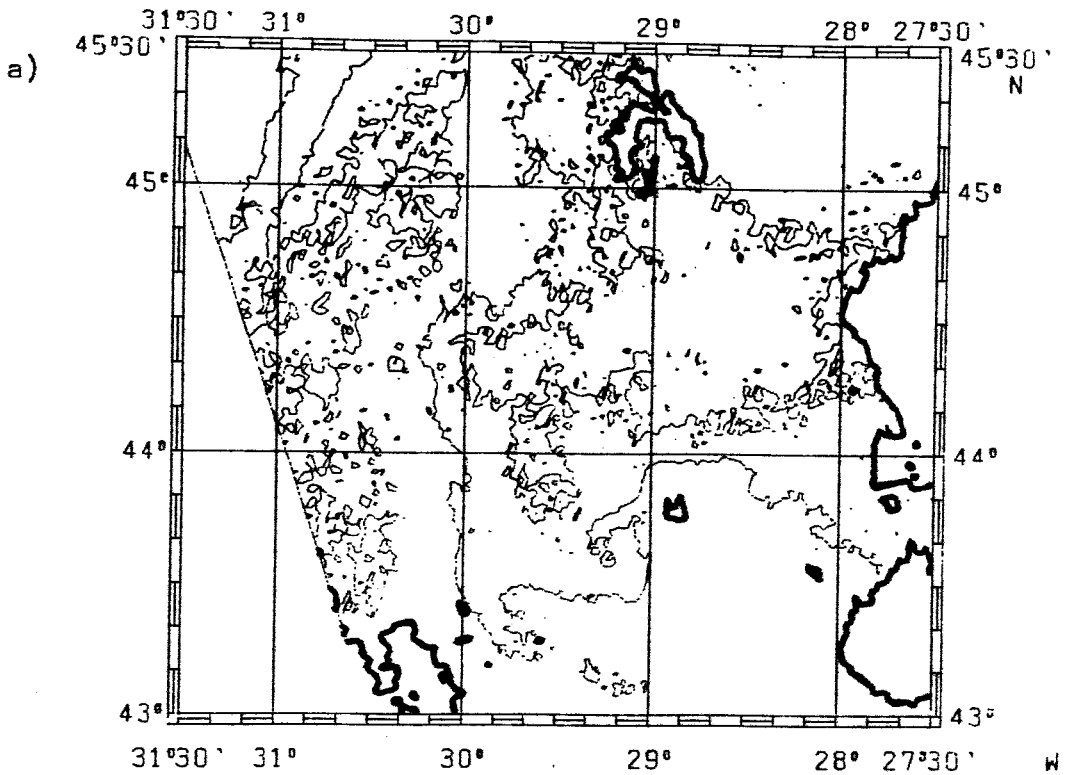


Abb.8-21 a,b Darstellung der 1-fachen, übergreifenden 3x3-Mittelung am Beispiel der 20.5°C-Isotherme am 24.8.: vor(a) und nach(b) der Mittelung

### 9. Vergleich beider Datensätze

Ein direkter Vergleich der Isothermendarstellungen des Untersuchungsgebietes (Abb. 8-9, 8-10) wird dadurch erschwert, daß nur ein geringer Teil des Gebietes an beiden Tagen wolkenfrei war. Es handelt sich dabei um den südlichen Teil von  $27^{\circ}\text{W}$  bis  $29^{\circ}\text{W}$  und  $41^{\circ}\text{N}$  bis  $43.5^{\circ}\text{N}$  sowie um die östlichen Gebiete, die zwischen der durchbrochenen Bewölkung des 24.8. liegen. Die Häufigkeitsverteilungen aller freien Gebiete nach den Wolkentests und der atmosphärischen Korrektur (Abb. 9-1a, b) zeigen am 23.8. ein Maximum bei  $22.2^{\circ}\text{C}$  und ein zweites, schwächeres Maximum bei  $21.0^{\circ}\text{C}$ . Das Minimum bei  $21.5^{\circ}\text{C}$  ist am folgenden Tag wesentlich deutlicher ausgeprägt und wird außer durch die Wolkenverteilung auch durch eine Temperaturfront an der Meersoberfläche erklärt, die bei ca.  $27.5^{\circ}\text{W}$  und  $43.5^{\circ}\text{N}$  am 23.8. am kräftigsten entwickelt ist. Am 24.8. läßt sie sich bis  $30^{\circ}\text{W}$  verfolgen (Abb. 8-10). Die markanteste Struktur ist der S-förmige Verlauf zwischen  $28^{\circ}\text{W}$  und  $30^{\circ}\text{W}$  bei  $43.5^{\circ}\text{N}$ . Die bedeckungsfreien Gebiete der beiden Tage stoßen im Bereich der Front ohne nennenswerte Überlappung aneinander, so daß mögliche Verlagerungen der Front nicht eindeutig erkannt werden können. Der Frontenverlauf an beiden Tagen geht nahezu kontinuierlich ineinander über, wobei jedoch eine Temperaturerhöhung von ca.  $0.4^{\circ}\text{C}$  zum 24.8. hin zu beobachten ist. Eine Temperaturerhöhung zwischen beiden Tagen ist auch im Süden des Untersuchungsgebietes zu erkennen und wird besonders deutlich bei der  $22.0^{\circ}\text{C}$  Isotherme des 23.8. (Abb. 8-9) und der  $22.5^{\circ}\text{C}$  Isotherme des 24.8. (Abb. 8-10), die nahezu identische Verläufe zeigen. Zur näheren Betrachtung dieses Effektes wurden entlang eines Meridionalschnittes auf  $28^{\circ}\text{W}$  und von  $41^{\circ}\text{N}$  bis  $43.5^{\circ}\text{N}$  die radiometrischen Temperaturen beider Tage miteinander verglichen (Abb. 9-2). Dieser Schnitt wurde gewählt, um ein möglichst großes Gebiet zu erfassen, das an beiden Tagen wolkenfrei ist. Bei einem Abstand der insgesamt 49 Meßpunkte von  $0.05^{\circ}$  geogr. Breite ergibt sich eine mittlere Temperaturdifferenz (DT) von  $0.3^{\circ}\text{C}$  zwischen den Meßwerten beider Tage. Der RMS-Fehler der Temperaturdifferenz liegt bei  $0.25^{\circ}\text{C}$ . Der Wert von  $0.3^{\circ}\text{C}$  liegt innerhalb der Genauigkeitsgrenzen der atmosphärischen Korrektur mit der 2-Kanal-Methode ( $0.78^{\circ}\text{C}$ ).

Für eine Erklärung der beobachteten Temperaturerhöhung stehen drei prinzipielle Möglichkeiten zur Verfügung. Meßtechnische Fehler werden dabei nicht berücksichtigt.

Eine Annahme von Advektionsvorgängen als erste der Möglichkeiten ist ungerechtfertigt, da die Isothermenstruktur in ihrer Lage weitestgehend gleich geblieben ist und sich lediglich der Betrag der Temperatur geändert hat. Dies gilt für den gesamten, an beiden Tagen wolkenfreien Teil des Untersuchungsgebietes.

Wie in Kapitel 7.2 erläutert wurde, kann eine erhöhte Einstrahlung kurzwelliger, solarer Strahlung oder eine windstressbedingte Reduzierung des Temperaturgradienten in der Grenzschicht zur Atmosphäre ebenfalls eine Temperaturerhöhung an der Oberfläche bewirken. Ersteres wird durch Satellitenbilder gestützt, die an den Tagen vor dem 23.8. eine prozentual hohe Wolkenbedeckung des Untersuchungsgebietes zeigen. Nach dem Durchgang der Warmfront einer Zyklone am 23.8. hingegen kann es aufgrund der weitgehend fehlenden Wolkendecke zu einer Erwärmung durch solare Einstrahlung gekommen sein. Für die Möglichkeit einer windstressbedingten Temperaturerhöhung spricht die Zunahme der Windstärke von 2 Bft auf 5 Bft zwischen beiden Tagen. Die Windrichtung drehte von Umlaufend auf Süd-Südost. Bei Windstärken ab 5 Bft wird jedoch die oberflächennahe, viskose Grenzschicht zerstört (vgl. Kap. 7.2.), was eine Verringerung des vertikalen Temperaturgradienten in der Grenzschicht zur Folge hat, und damit zu einer höheren radiometrischen Oberflächentemperatur führt.

Eine entgültige Erklärung der beobachteten Temperaturdifferenzen zwischen beiden Tagen durch eine der drei oben beschriebenen Möglichkeiten kann **allein** aus den radiometrischen Daten nicht gegeben werden.

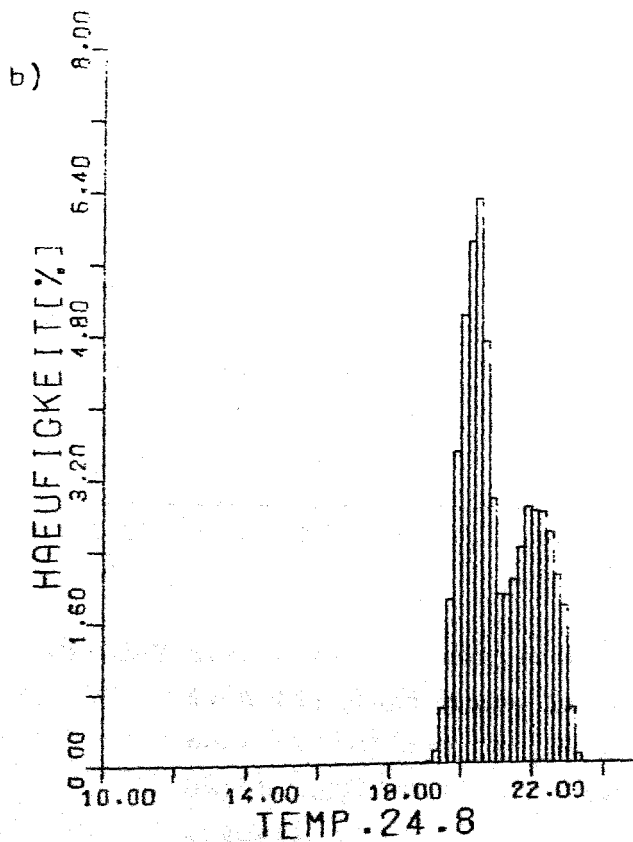
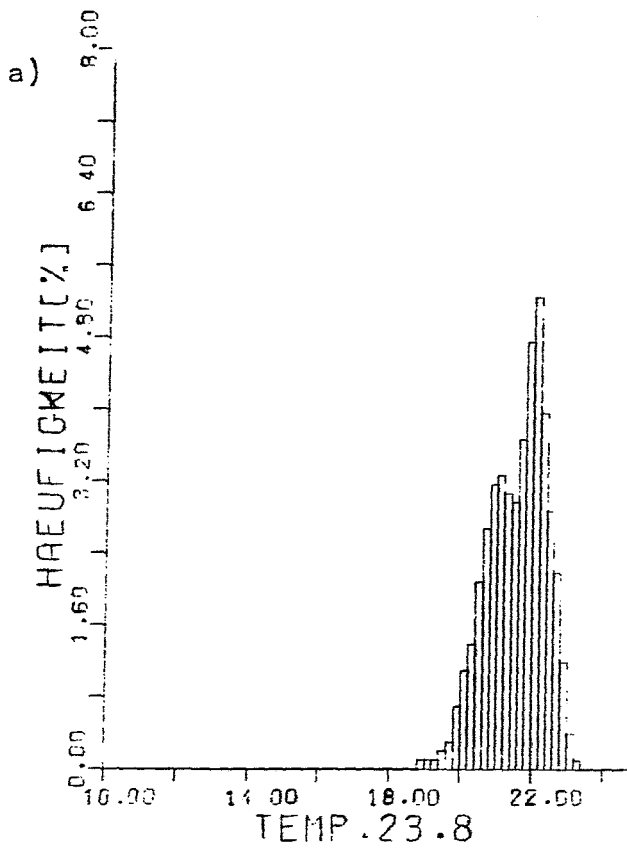


Abb.9-1 a,b Histogramme der radiometrisch ermittelten Temperaturen für die Überläufe vom 23.8.(a) und 24.8.(b) nach Durchlaufen aller Tests

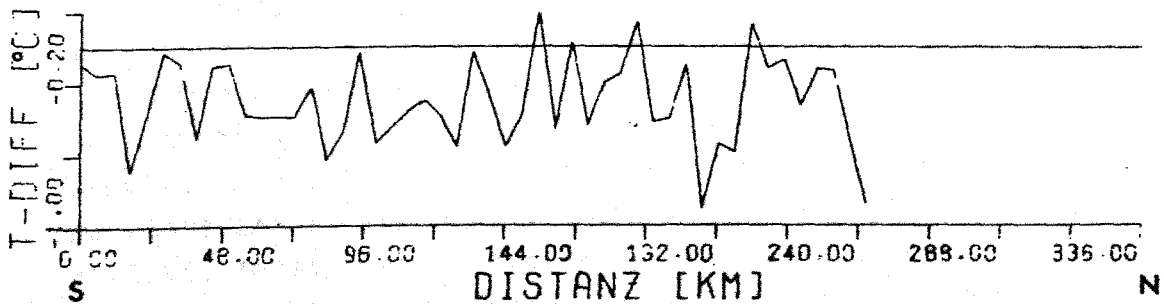
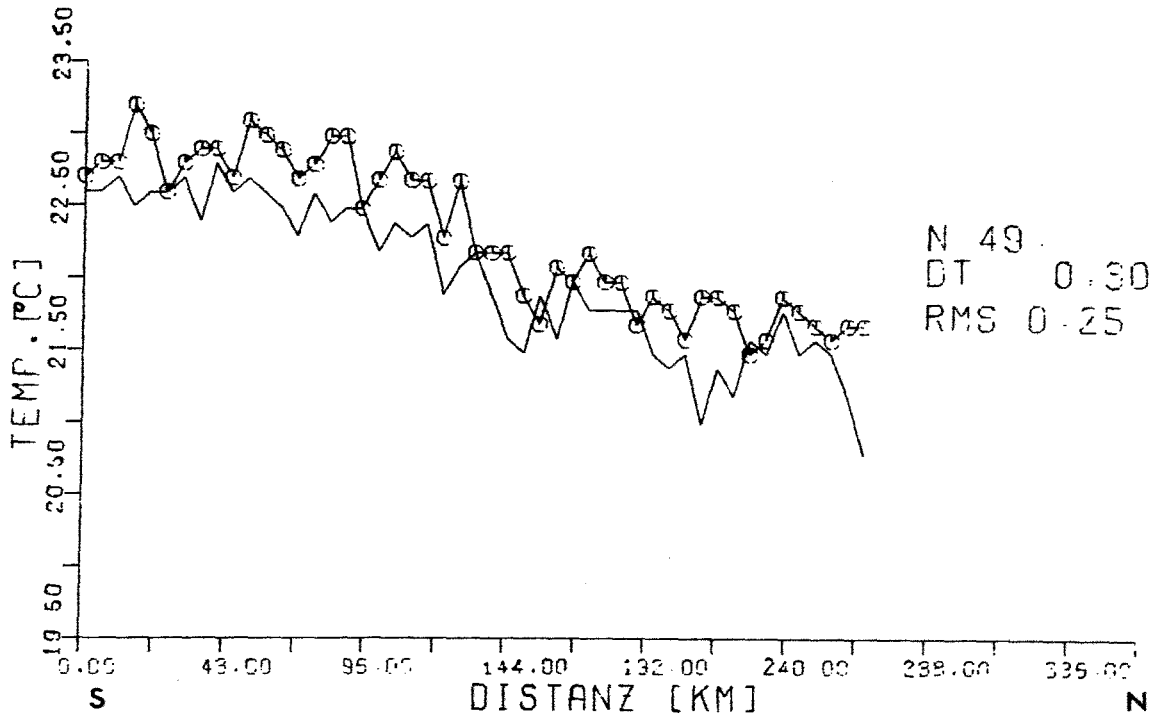


Abb.9-2 Strahlungstemperaturen entlang eines Schnittes von  $41^{\circ}\text{N}$  bis  $43.5^{\circ}\text{N}$  und  $28^{\circ}\text{W}$  für den 23.8. (durchgezogene Linie) und den 24.8. (Symbole). Die untere Darstellung gibt die Temperaturdifferenz  $T_{23}-T_{24}$  wieder.

## 10. Vergleich mit in-situ-Messungen

Um die Güte des vorgestellten Verfahrens beurteilen zu können, wurde ein Vergleich mit konventionell gemessenen Oberflächentemperaturen durchgeführt. Dabei sind die prinzipiellen Unterschiede zwischen einer punktuellen Temperaturmessung in der Oberflächenschicht und einer flächenhaften, radiometrischen Messung der Temperatur der Grenzschicht Ozean-Atmosphäre zu berücksichtigen(vgl. Kap.7.2.).

Für diese Arbeit wurden automatisch registrierte Temperaturdaten verwendet, die während 8 hydrographischer Schnitte im Zeitraum vom 18.8. bis 27.8.1981 von F.S. Meteor gemessen worden sind. Die Temperaturen wurden am Kühlwassereinlaß des Schiffes gemessen, stammen aus ca.2 Meter Tiefe und haben eine Genauigkeit von 0.1 bis 0.2<sup>0</sup>C. Es wurde keine Korrektur bezüglich des Tagesganges vorgenommen. Die Lage der Schnitte in Bezug auf das Untersuchungsgebiet ist in Abb.10-1 und 10-2 für beide Überläufe dargestellt.

Eine zweite Vergleichsmöglichkeit bieten die während des gleichen Zeitraumes ausgesetzten, satellitengeorteten Driftbojen. Im Gegensatz zu den Schiffsmessungen folgen die Driftbojen im wesentlichen den kinematischen Verhältnissen in der Oberflächenschicht. Von den im Untersuchungsgebiet befindlichen Driftern konnte aufgrund der Bedeckungsverhältnisse und des Ausfalls der Temperaturregistrierung bei einem Drifter nur ein einziger Drifter ausgewertet werden. Die Trajektorie dieses Drifters 3515 in der Zeit vom 21.8. bis 26.8. 1981 ist in Abb.10-2 eingezeichnet. Der Ort des Drifters während des Satellitenüberlaufes am 24.8. ist gekennzeichnet. Die Temperaturangaben stammen aus etwa 0.5-1.Meter Tiefe und haben eine Genauigkeit von 0.16<sup>0</sup>C. Das Segel des Drifters befand sich in 30 Meter Tiefe. Da die Registrierung von Position und Temperatur nicht immer gleichzeitig erfolgt, mußte eine lineare, zeitliche Interpolation der Temperaturwerte vorgenommen werden.

Die absoluten Meßungenauigkeiten der in-situ-Temperaturen (0.2<sup>0</sup>C bzw. 0.16<sup>0</sup>C) und der mit der 2-Kanal-Methode bestimmten Satellitentemperatur(0.78<sup>0</sup>C) sind sehr groß. Im folgenden soll daher lediglich eine qualitative Betrachtung der beobachteten Temperaturdifferenzen vorgenommen werden.



### 10.1. Hydrographische Schnitte

Für eine Gegenüberstellung mit den Satellitentemperaturen stehen am 23.8. nur die 4 östlichen Schnitte zur Verfügung, da die übrigen Schnitte sich unter einer geschlossenen Wolkendecke befinden. In Abb.10-3a-d sind in der oberen Darstellung jeweils die in-situ Temperaturen und die radiometrisch gewonnenen Temperaturen entlang der Schnitte dargestellt. Darunter sind die Temperaturdifferenzen  $T_{\text{insitu}} - T_{\text{sat}}$  abgebildet. Die Schnitte verlaufen jeweils von Süden nach Norden. Da zwischen beiden Messungen eine zeitliche Differenz besteht, ist in der untersten Graphik die zeitliche Zuordnung der in-situ-Temperaturen aufgetragen. Zum Vergleich sind zusätzlich die Satellitentemperaturen am Ort der jeweiligen in-situ-Messungen eingezeichnet. Diese sind jedoch zu einem festen Zeitpunkt gemessen worden, der für den 23.8. bei 235.66 julianischen Tagen liegt. Die zeitlichen Differenzen zwischen in-situ- und Satellitenmessungen betragen zwischen -5.5 Tagen (Beginn Schnitt 1) und -2 Tagen (Schnitt 4). Für jeden Schnitt sind außerdem die Anzahl der Meßpaare (N), die mittlere Temperaturdifferenz (DT) und der mittlere Fehler der Einzelwerte (RMS) aufgeführt.

Die über alle Vergleichswerte der Schnitte 1 bis 4 gemittelte Temperaturdifferenz beträgt  $0.14^{\circ}\text{C}$  mit einem RMS-Fehler von  $0.44^{\circ}\text{C}$ . Wird der 3. Schnitt wegen seiner großen Temperaturdifferenzen nicht berücksichtigt, so ergeben sich Werte von  $-0.05^{\circ}\text{C}$  bzw.  $0.28^{\circ}\text{C}$ .

Für einen Teil der Temperaturdifferenzen kann der Tagesgang beiden in-situ-Messungen zur Erklärung herangezogen werden. Dies gilt für die südlichen Teile der Schnitte 2 (Kilometer 20 bis 100) und 3 (Kilometer 45 bis 130). In den Tagen der Messungen entlang dieser Schnitte herrschten Windstärken von 2 bis 3 Bft. aus nord-nordöstlichen Richtungen. Aus Satellitenaufnahmen vom 19.8. und 20.8. ist auf eine 10-30% Wolkenbedeckung zu schließen. Schließlich zeigen auch die in diesem Zeitraum gemessenen Temperaturen der im Bereich des Untersuchungsgebietes befindlichen Driftbojen einen starken Tagesgang (vgl. Kap.10.2.).

Advektive Vorgänge in der Zeit zwischen beiden Messungen können ebenfalls zur qualitativen Deutung dieser Temperaturdifferenzen herangezogen werden. Jeweils östlich der Abschnitte

mit hohen Temperaturdifferenzen verlaufen die Isothermen nahezu parallel zu den Schnitten (Abb. 8-9). Bei einer Verlagerung der Isothermen um etwa 20 km zwischen beiden Messungen nach Westen ( $\approx 5$  cm/sec) würde sich eine Temperaturerhöhung (Schnitt 2) bzw. Temperaturerniedrigung (Schnitt 3) um etwa  $0.5^{\circ}\text{C}$  einstellen. Eine quantitative Erklärung der Temperaturdifferenz von ca.  $1^{\circ}\text{C}$  in Schnitt 3 ist dadurch jedoch nicht möglich.

Die Versetzung des gesamten Satellitenbildes durch Rollbewegungen des Satelliten hätte den gleichen Effekt in den Daten zur Folge wie advective Vorgänge im Ozean. Da in diesem Fall die notwendige Neigung des Satelliten gegenüber seiner Sollposition mit ca.  $1.4^{\circ}$  selbst bei kurzfristigen Störungen sehr unwahrscheinlich ist, kann eine derartige Erklärung der Temperaturdifferenzen ausgeschlossen werden.

Eine Beispiel für die unzureichende Beseitigung von Wolkenrandstörungen zeigt der 4. Schnitt. Der starke Temperaturabfall auf Werte unter  $20^{\circ}\text{C}$  entspricht offensichtlich nicht mehr der Realität, sondern ist auf partiell bedeckte Bildelemente zurückzuführen. Dieser Fall verdeutlicht die Schwierigkeit eines Kompromisses zwischen der Forderung nach vollständiger Wolkenelimination und der Auflösung scharfer Fronten auch in Wolkenrandnähe.

Die Gegenüberstellungen der in-situ-Temperaturen entlang der Schnitte mit dem Überlauf vom 24.8. sind in Abb. 10-4 a-h wiedergegeben. Nomenklatur und Darstellungsweise entsprechen den Graphiken für den 23.8.. Der zeitliche Unterschied zwischen den beiden Messungen schwankt zwischen -6.3 Tagen und +2.6 Tagen; der Zeitpunkt des Überlaufes liegt bei 236.66 julianischen Tagen und befindet sich damit zeitlich zwischen den Schnitten 6 und 7. Für diesen Zeitpunkt standen keine in-situ-Temperaturen zur Verfügung.

Die östlichen Schnitte 1 bis 4 (Abb. 10-4 a-d) liegen im Bereich der durchbrochenen Bewölkung und enthalten daher nur lückenhafte Vergleichsmöglichkeiten. In den Schnitten 2 und 3 sind auch für den 24.8. die für den Überlauf vom Vortage diskutierten hohen Temperaturdifferenzen- wenn auch nur andeutungs-

weise- zu erkennen. Die östlich des 3.Schnittes parallel verlaufende  $20.5^{\circ}\text{C}$  Isotherme am 23.8. ist am 24.8. im Gebiet von  $26.7^{\circ}\text{W}$  und  $44-44.5^{\circ}\text{N}$  als  $21.0^{\circ}\text{C}$  Isotherme wiederzufinden. (Abb.8-9,8-10).

Die Schnitte 5 bis 8 (Abb.10-4 e-h) verlaufen größtenteils in wolkenfreien Gebieten des 24.8. (Abb.10-2). Dabei werden die starken Temperaturgradienten entlang der Schnitte 5,6 und 8 durch die radiometrisch bestimmten Temperaturen qualitativ fast vollständig wiedergegeben. Lediglich am nördlichen Ende des 5.Schnittes und in Schnitt 7 (Kilometer 200) ist ein abweichendes Verhalten durch einen gegenläufigen Temperaturverlauf der beiden Meßreihen zu beobachten.

Tagesgangbedingte Zunahmen der Temperaturdifferenzen sind in den 4 westlichen Schnitten nicht zu erkennen. Das Fehlen eines ausgeprägten Tagesganges in der Zeit vom 22.8. (234.jul. Tag) bis 27.8. (239.jul. Tag) wird durch die Temperaturmeßreihen der Driftbojen im Bereich des Untersuchungsgebietes bestätigt (vgl. Kap.10.2.).

Zur Deutung der Temperaturdifferenzen in Schnitt 5 (Kilometer 144-192) und Schnitt 6 (Kilometer 150-180) sowie in Schnitt 8 (Kilometer 48-96) können advektive Vorgänge herangezogen werden. Für die beiden erstgenannten Schnitte ist eine Verengung der entlang  $44^{\circ}\text{N}$  und  $28^{\circ}-30^{\circ}\text{W}$  verlaufenden Temperaturanomalie (Abb.8-10) mit Werten unter  $20.5^{\circ}\text{C}$  zwischen beiden Messungen als Erklärung möglich. Die zeitlichen Differenzen betragen -2 Tage für den Schnitt 5 und -1.5 Tage für den Schnitt 6.

Die positive Temperaturdifferenz in Schnitt 8 kann als eine Verlagerung der Temperaturfront bei  $29.8^{\circ}\text{W}$  und  $43.3^{\circ}\text{N}$  nach Nordosten gedeutet werden. Für diesen Fall beträgt die zeitliche Differenz zwischen beiden Messungen +2 Tage. In der Gegenüberstellung der Satellitenmessungen mit dem 6.Schnitt (Abb.10-4f), der drei Tage vorher aufgenommen wurde, ist keine deutliche Temperaturdifferenz im Bereich dieser Front (Kilometer 60) zu erkennen. Dies unterstreicht die Vermutung einer Verlagerung der thermischen Strukturen.

Die entlang der Schiffskurse gemittelten Temperaturdifferenzen (DT) sind mit Ausnahme des 8.Schnittes negativ, d.h. die radiometrisch ermittelten Temperaturen sind höher als die in-

situ-Temperaturen. Die über alle Vergleichsmessungen der 8 Schnitte gemittelte Temperaturdifferenz beträgt  $-0.14^{\circ}\text{C}$  mit einem RMS-Fehler von  $0.31^{\circ}\text{C}$ . Der Vergleich mit der entsprechenden Temperaturdifferenz für den 23.8. ( $+0.14^{\circ}\text{C}$ ) unterstreicht die in Kapitel 9 erläuterten Beobachtungen einer Temperaturzunahme der obersten Ozeanschicht in der Zeit zwischen beiden Überläufen.

#### 10.2. Driftbojenmessungen

Die Abb.10-5 zeigt den Temperaturvergleich zwischen den Driftermessungen und den Satellitenmessungen vom 24.8.. Darstellungsweise und Nomenklatur entsprechen den Vergleichen mit den hydrographischen Schnitten. Der Zeitpunkt des Überlaufes ist in den Abbildungen durch einen Pfeil gekennzeichnet. Zwischen der radiometrischen Messung und der Übertragung der Bojentemperatur zur Zeit des Überlaufes liegt eine Differenz von etwa einer Minute. Die Temperaturvergleiche für alle am 24.8. gemessenen Bojentemperaturen zeigen eine mittlere Differenz von  $0.10^{\circ}\text{C}$ . Große Temperaturdifferenzen treten am 21.8.(233.jul.Tag) und ab dem 25.8.(237.jul.Tag) auf. Für den 233. Tag kann hierfür ein starker Tagesgang verantwortlich gemacht werden, der auch in den Tagen 229 bis 233 vor den vergleichenden Messungen im Verlauf der Bojentemperatur dominant ist. In den Tagen nach dem 21.8. ist ein Tagesgang der Temperatur bei dem Drifter 3515 nicht mehr eindeutig zu erkennen. Die großen Temperaturdifferenzen ab dem 237.Tag können nur durch advektive Vorgänge erklärt werden. Die Drifttrajektorie befindet sich ab diesem Tag in einem Gebiet, in dem am 24.8. vom Satelliten eine negative Temperaturanomalie mit Werten unter  $20.0^{\circ}\text{C}$  registriert worden ist (Abb.8-10,  $29.5^{\circ}\text{W}$ ,  $45^{\circ}$ - $45.5^{\circ}\text{N}$ ). Diese Anomalie wird von den Bojentemperaturen nicht mehr wiedergegeben. Zum Zeitpunkt des Überlaufes befand sich der Drifter ca. 10 sm östlich des 7. hydrographischen Schnittes, so daß ein Vergleich aller drei Temperaturmessungen möglich ist. Die Temperaturwerte und Zeiten der Messungen sind in Tabelle 6 zusammengestellt.

Tabelle 6

Meßplattform	Uhrzeit der Messung am 24.8.	Temperatur (°C)
NOAA 7 (Schiffs- position)	15:39.5	20.9
NOAA 7 (Drifter- position)	15:39.5	20.7
Drifter 3515	15:40.5	21.0
F.S. Meteor	5:30.0	20.4

Es ergibt sich eine deutliche Differenz zwischen den gleichzeitig gemessenen Temperaturen vom Satelliten und vom Drifter einerseits und der zeitlich versetzten Messung vom Schiff andererseits.

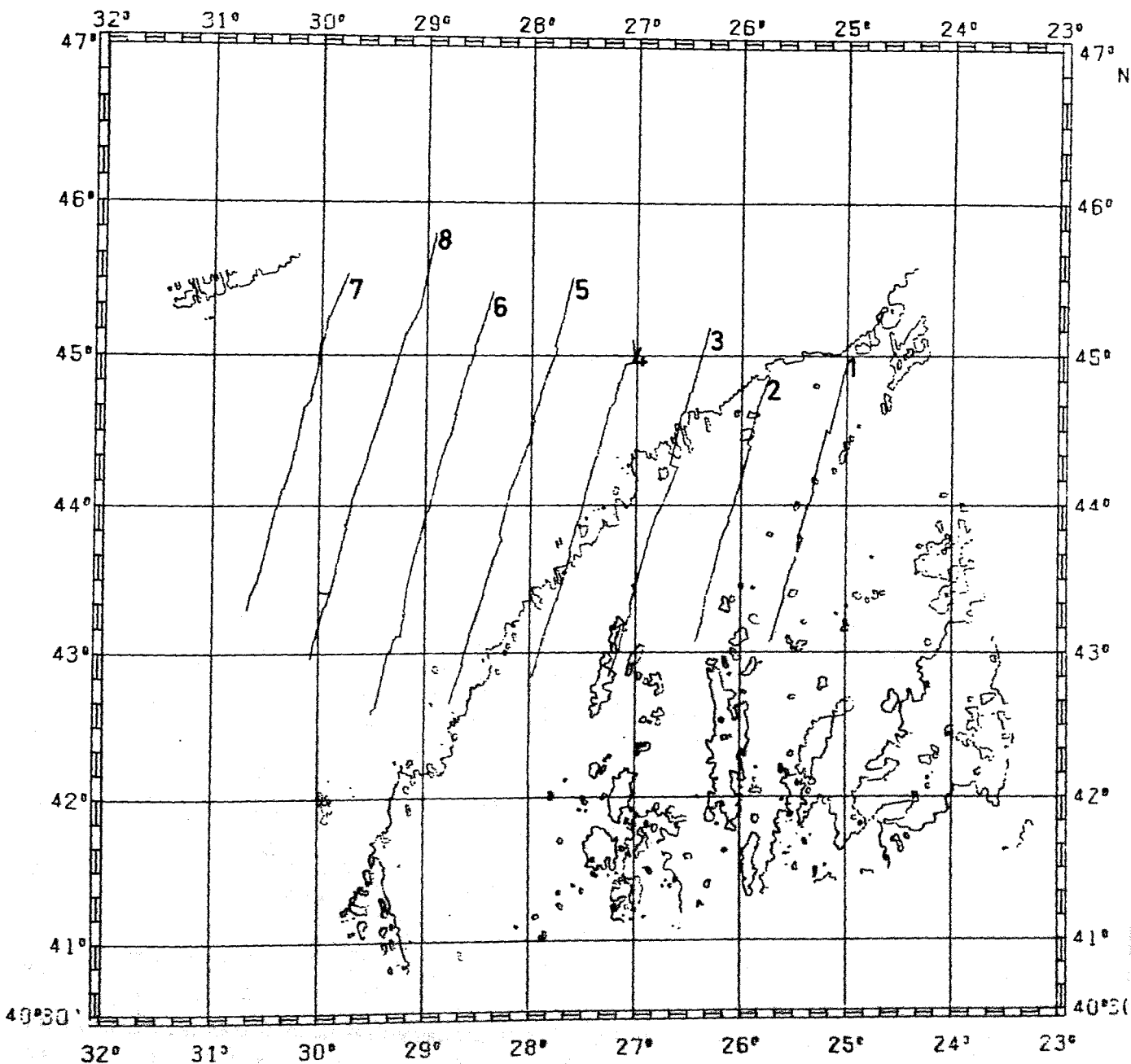


Abb.10-1 Lage der hydrographischen Schnitte relativ zur  
Wolkenbedeckung am 23.8.

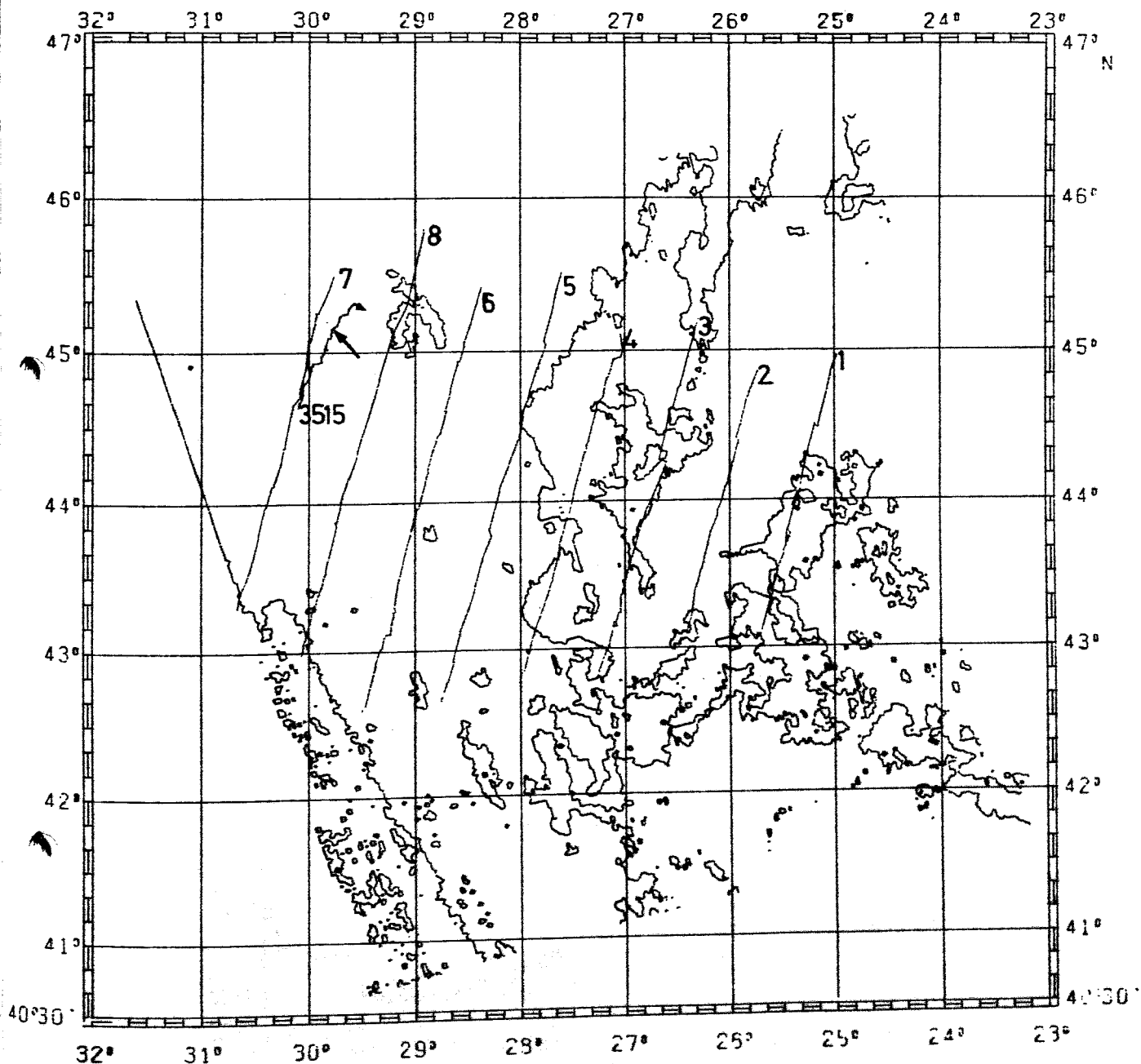


Abb.10-2 Lage der hydrographischen Schnitte relativ zur  
 Wolkenbedeckung am 24.8. Zusätzlich ist der Weg  
 des Drifters 3515 im Zeitraum vom 21.8.-26.8.  
 und seine Position zur Zeit des Überlaufes(Pfeil)  
 eingezeichnet.

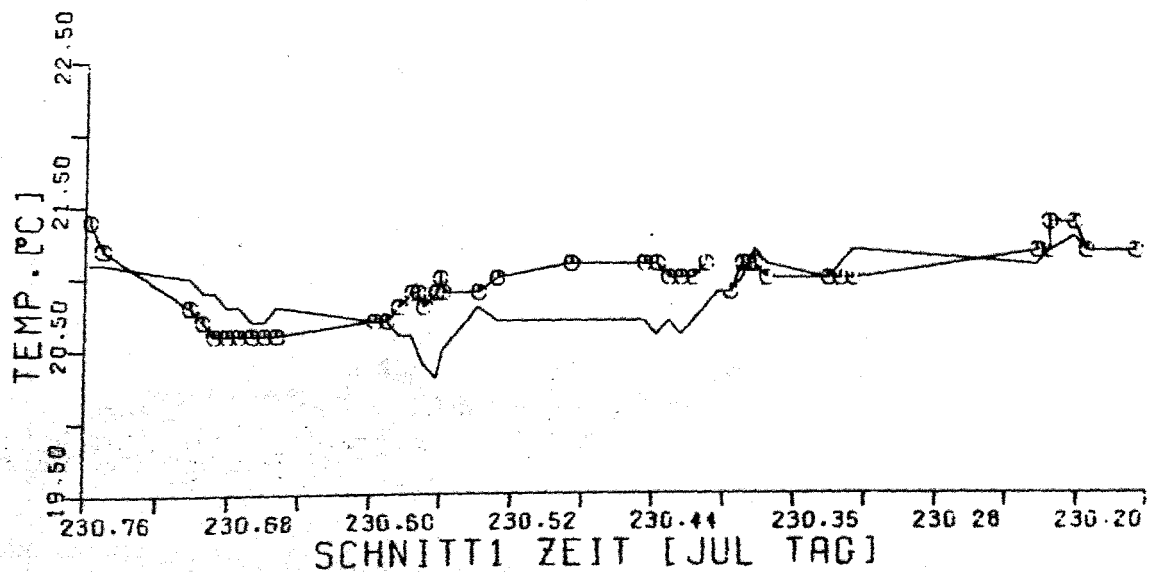
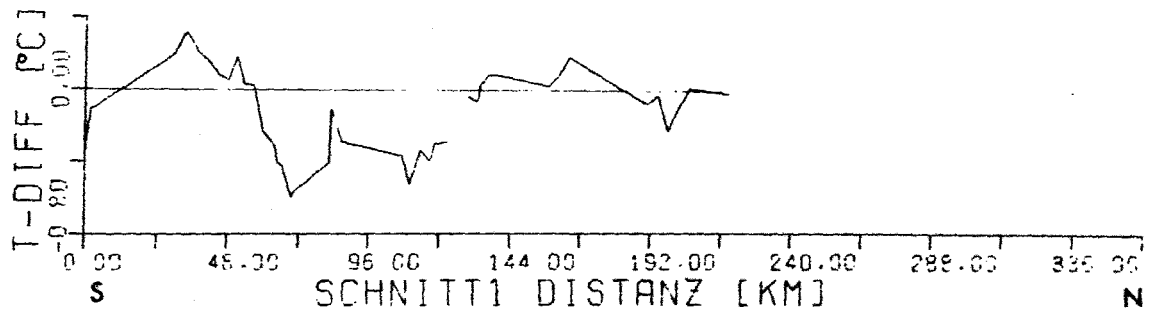
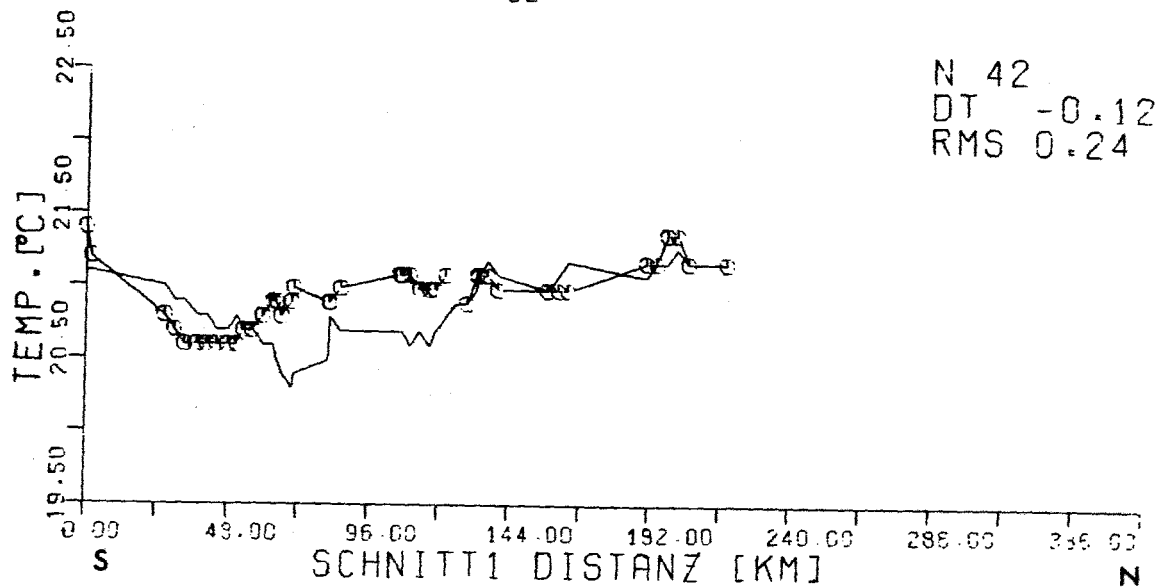


Abb.10-3 a-d Vergleiche der Insitu-Temperaturen entlang der hydrographischen Schnitte(durchgezogene Linie) mit den radiometrisch gemessenen Temperaturen(Symbole) für den 23.8.



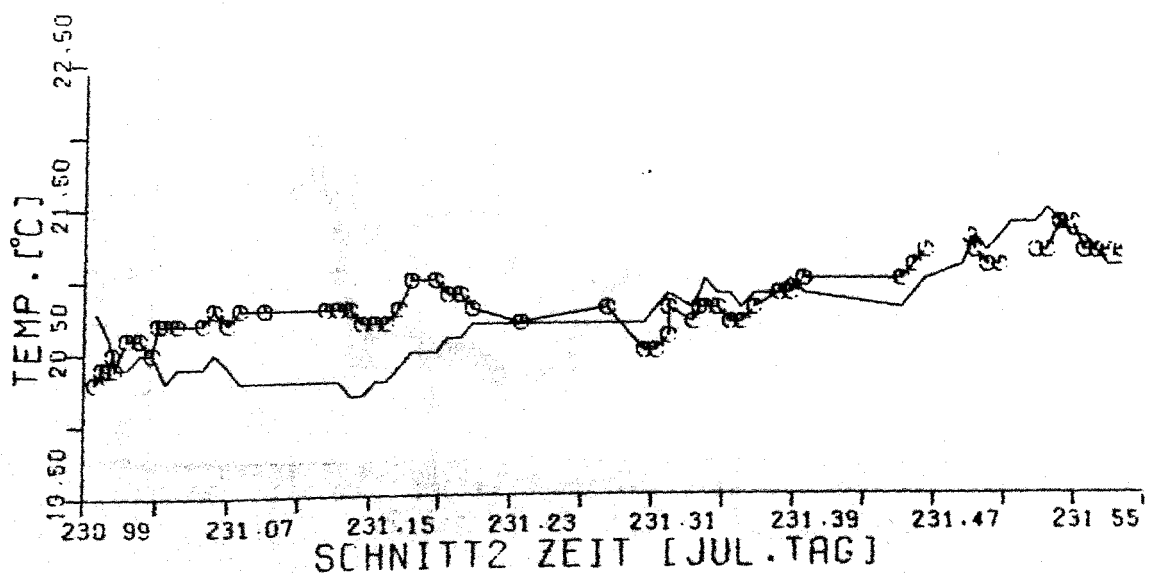
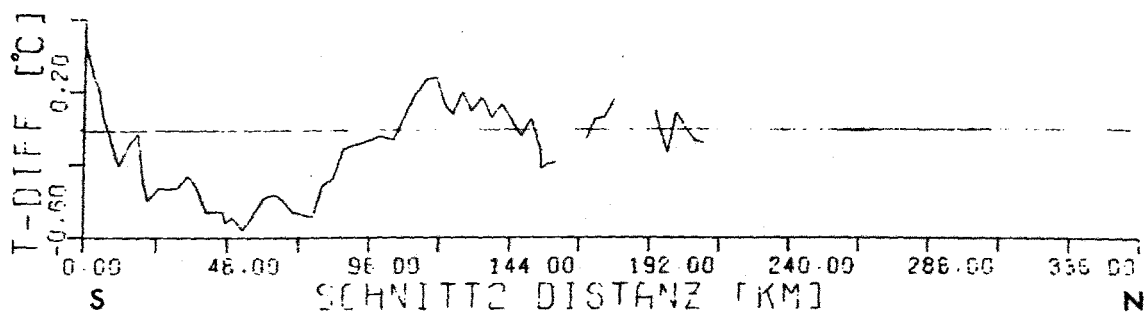
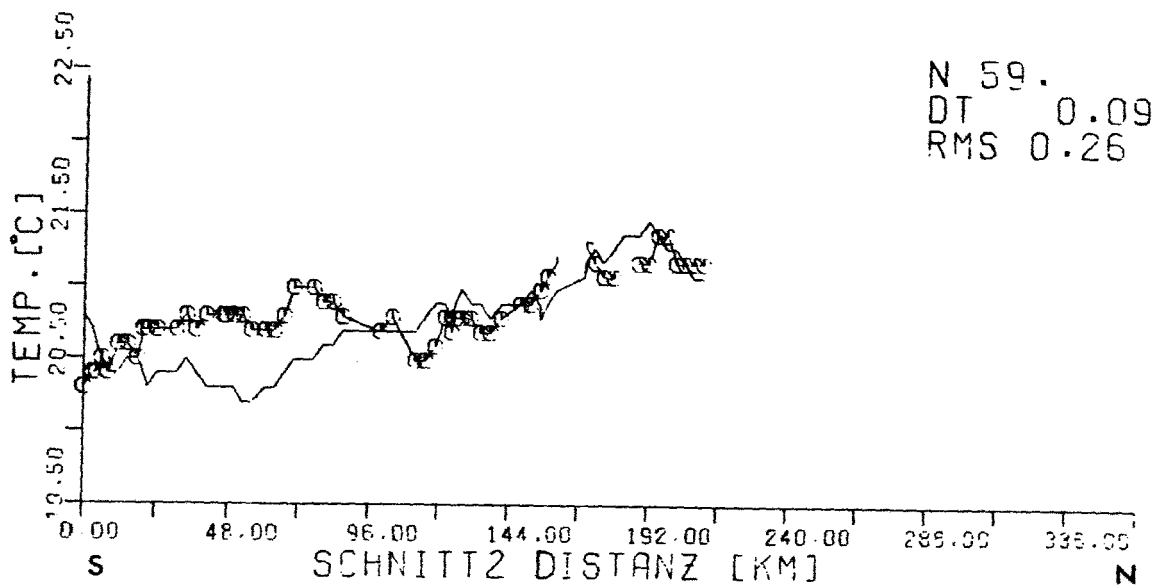
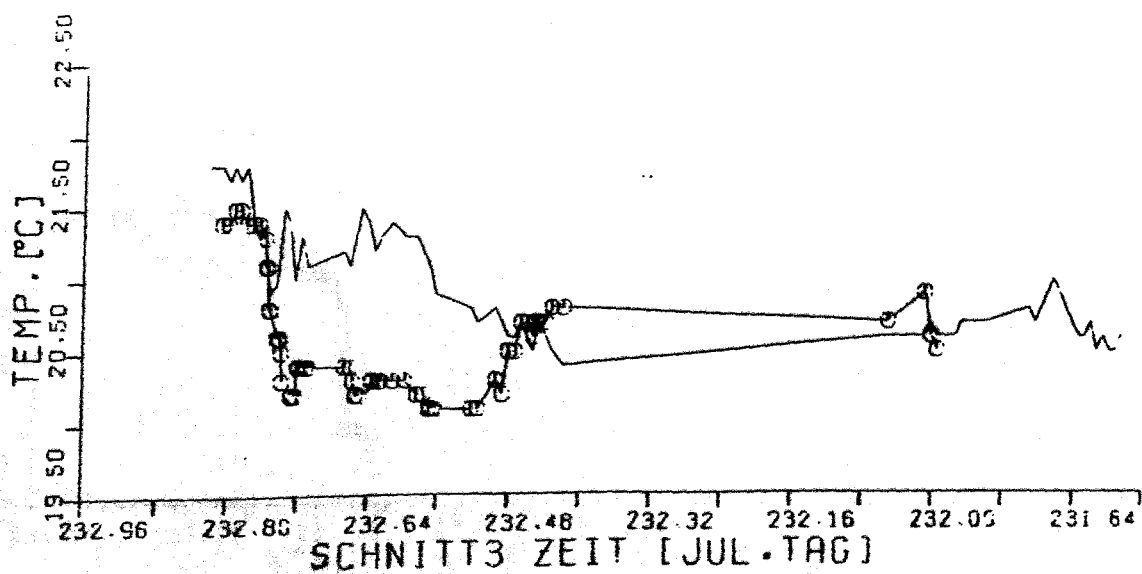
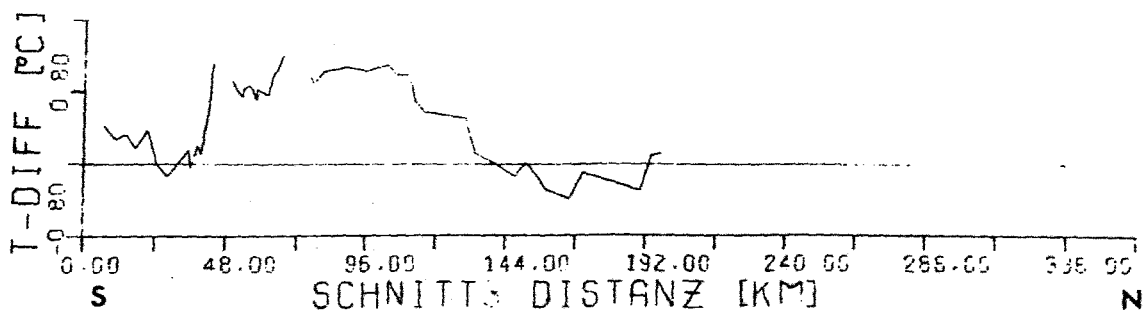
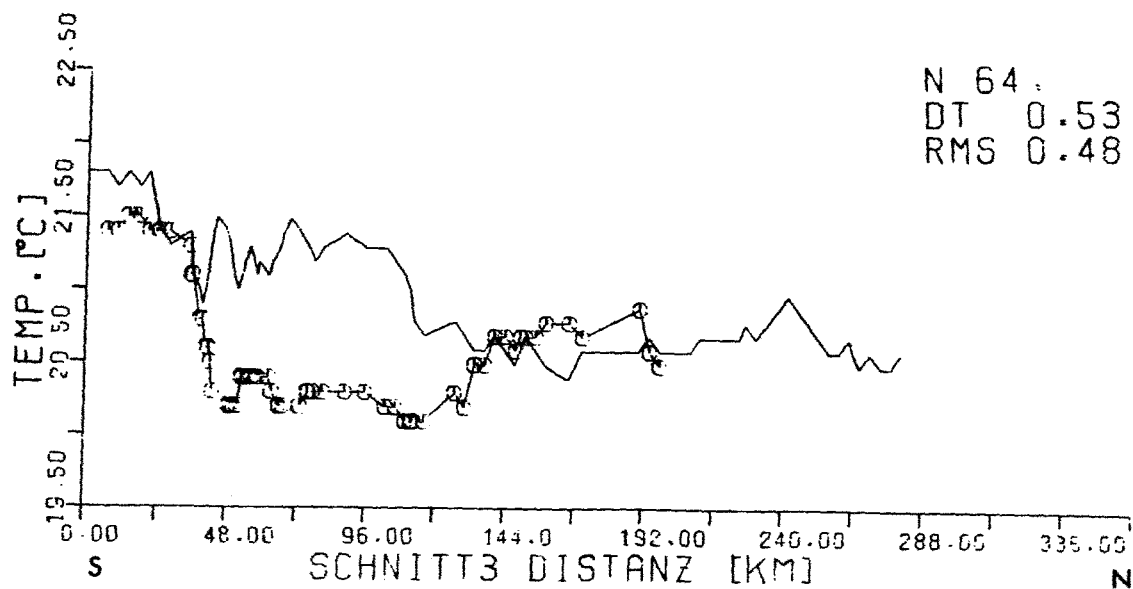


Abb.10-3 b



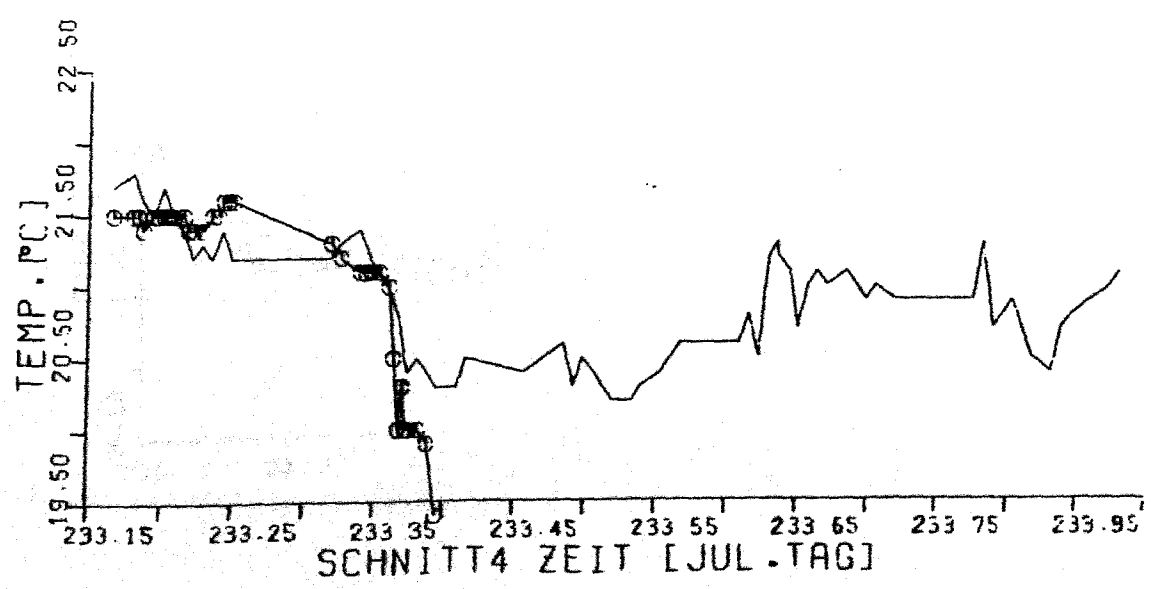
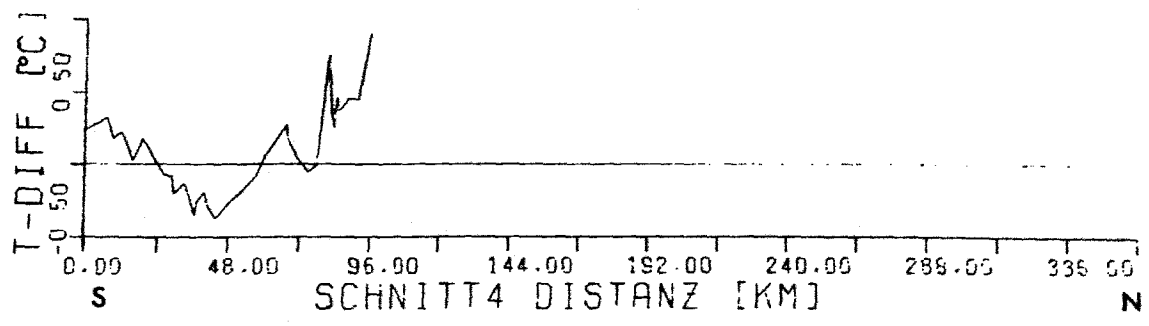
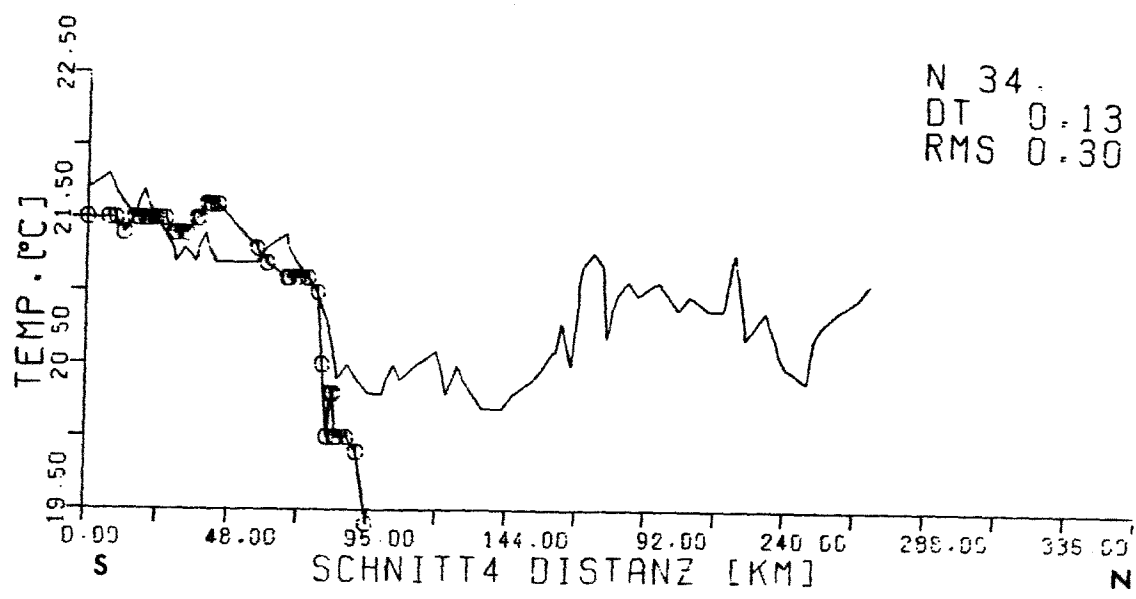


Abb. 1D-3 d

N 27.  
DT -0.22  
RMS 0.27

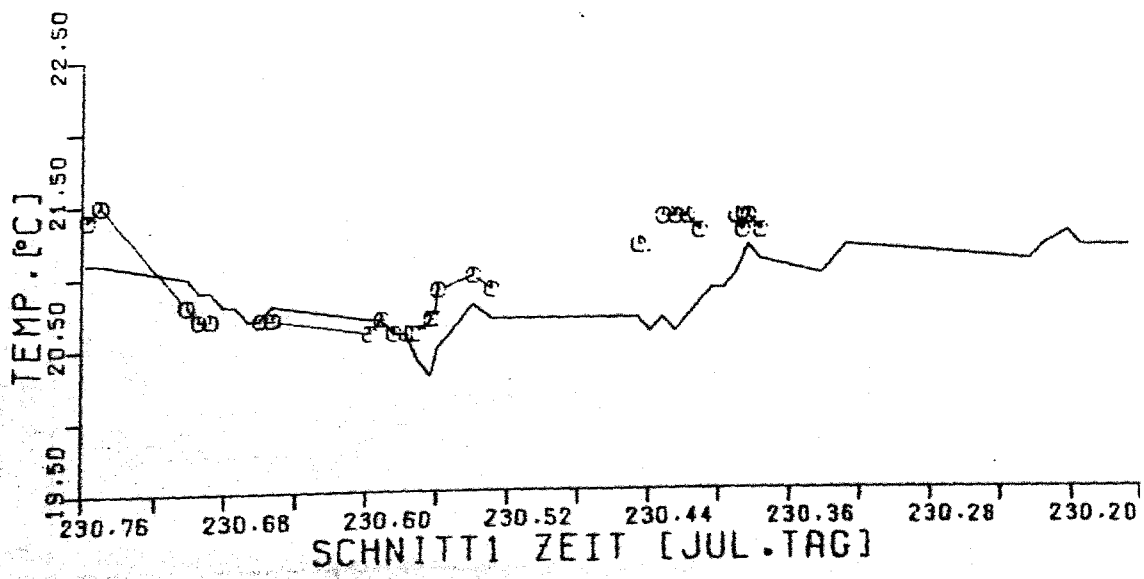
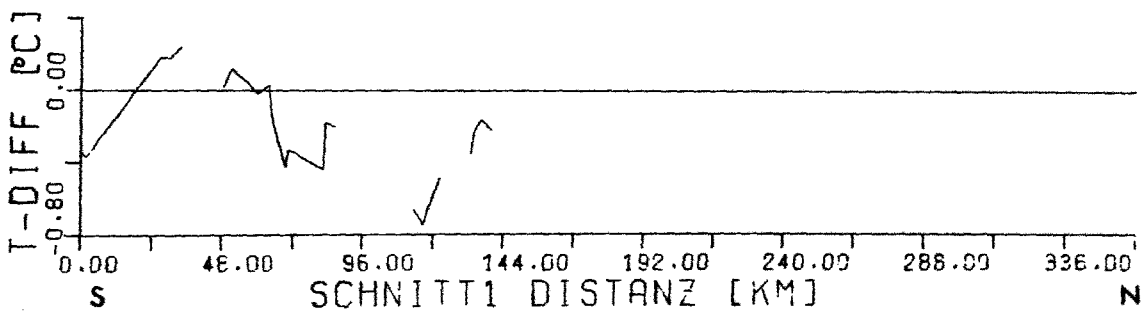
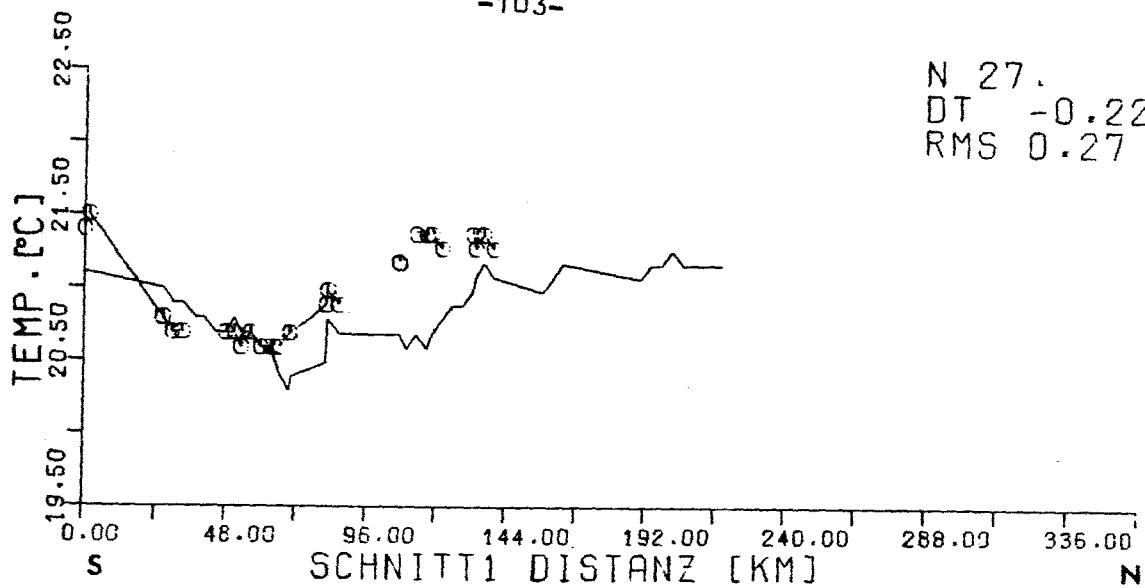


Abb.10-4 a-h Vergleiche der Insitu-Temperaturen entlang der hydrographischen Schnitte(durchgezogene Linie) mit den radiometrisch gemessenen Temperaturen(Symbole) für den 24.8.

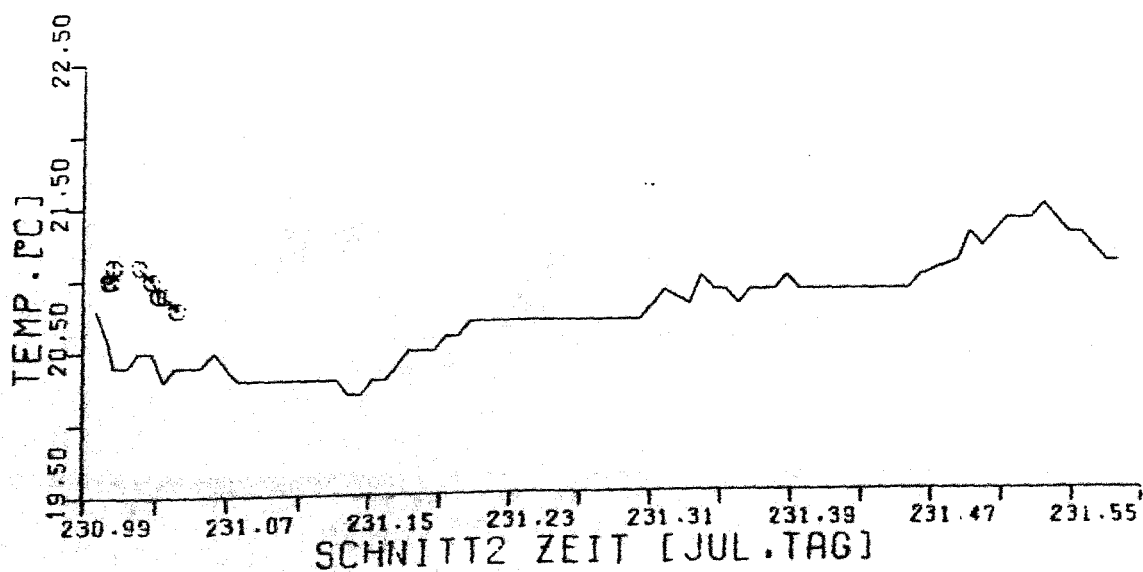
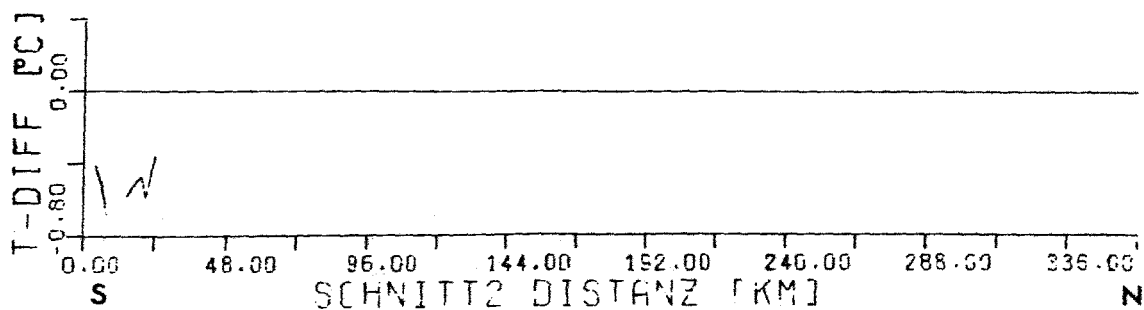
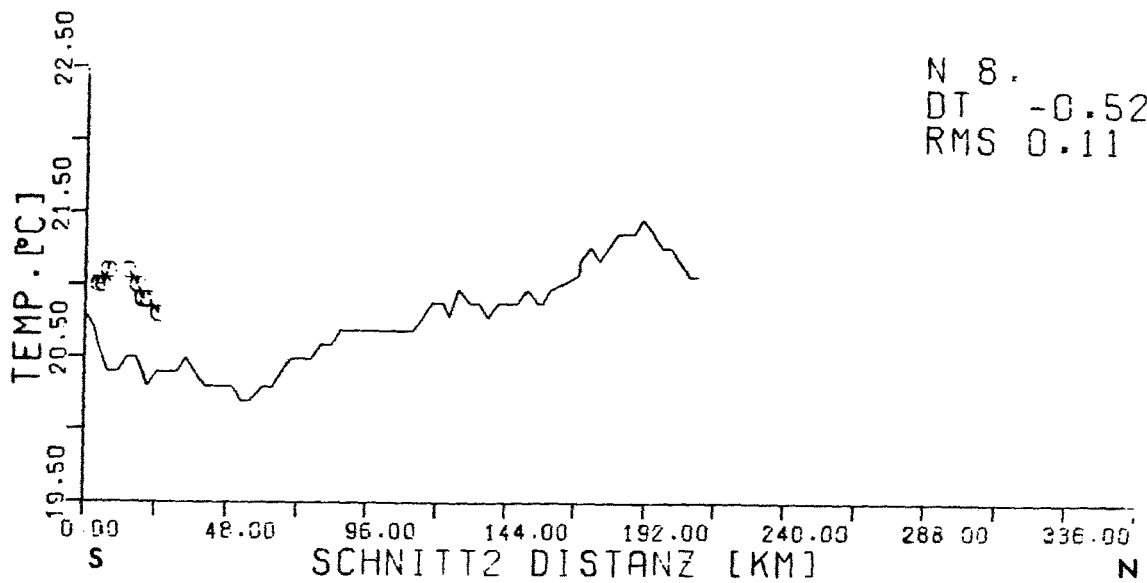


Abb.10-4 b

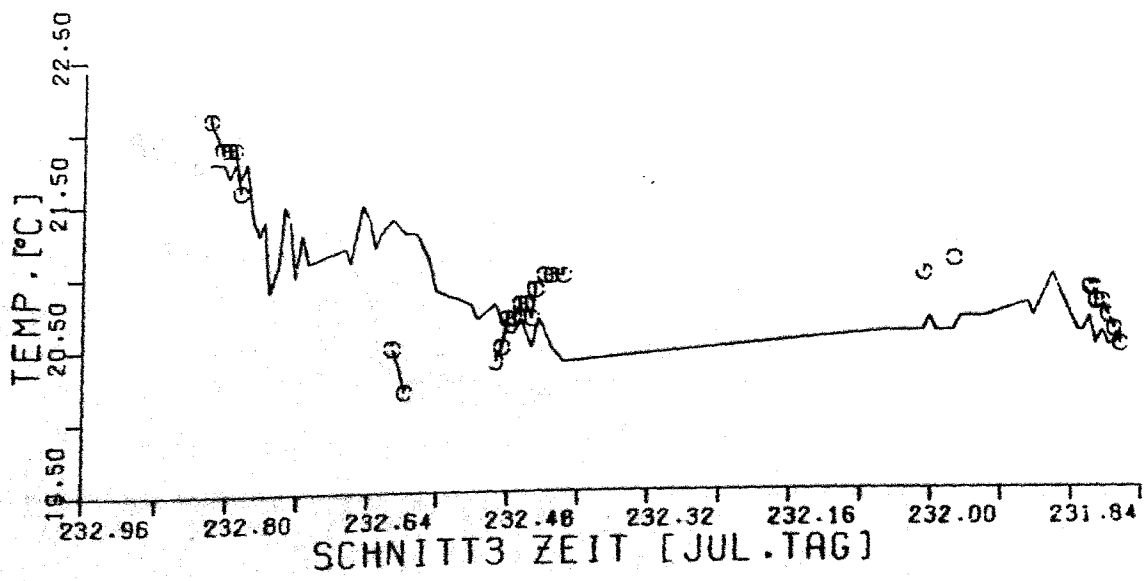
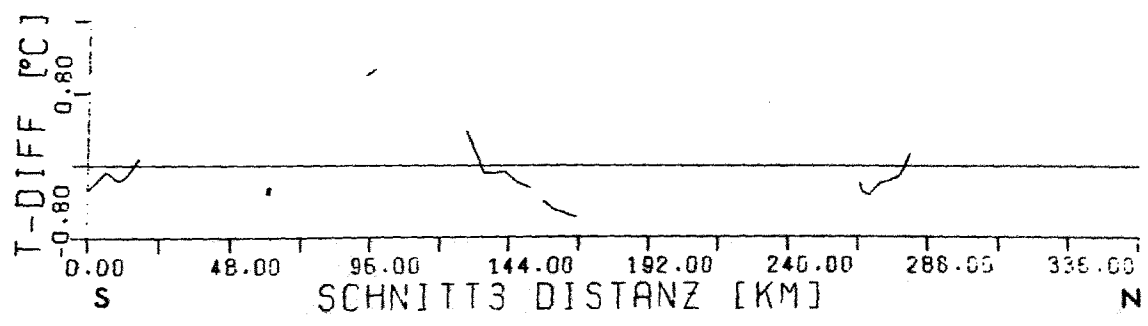
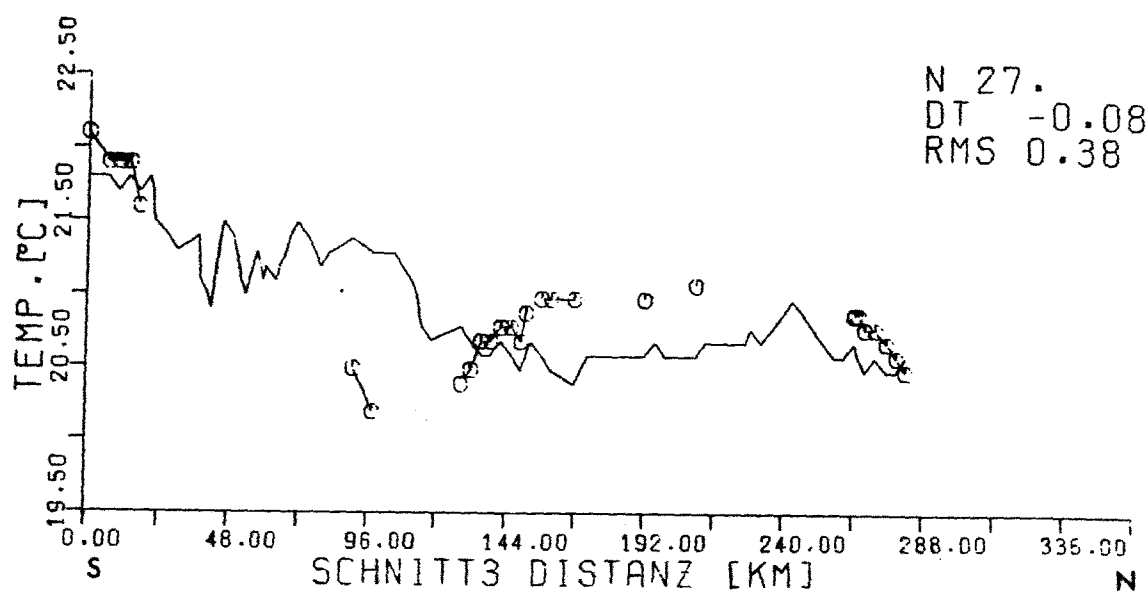


Abb.10-4 c

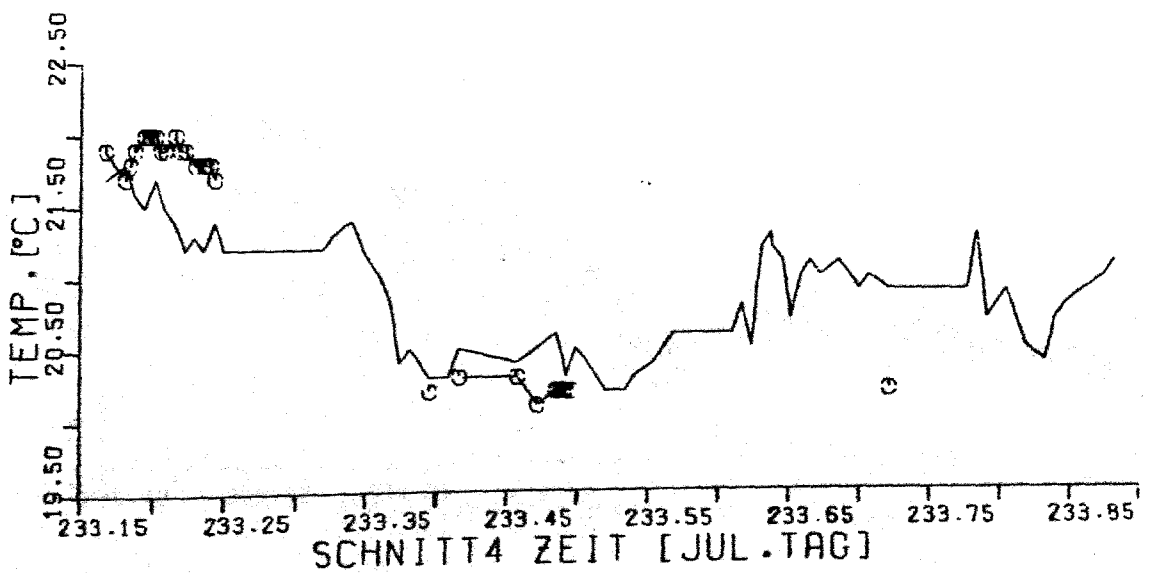
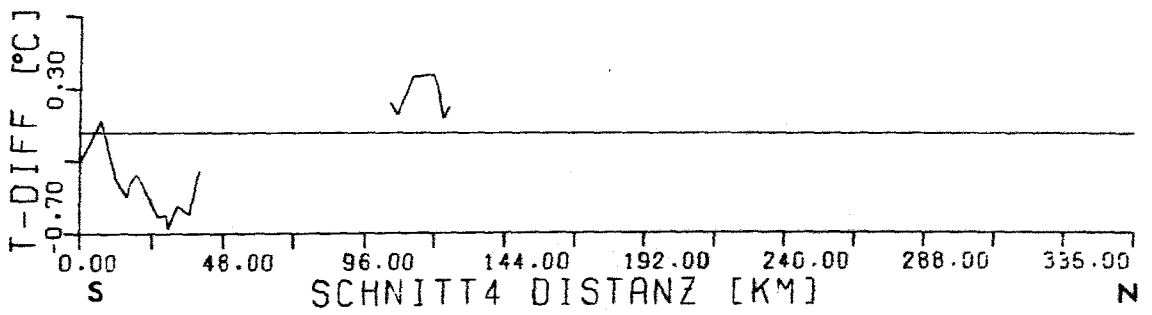
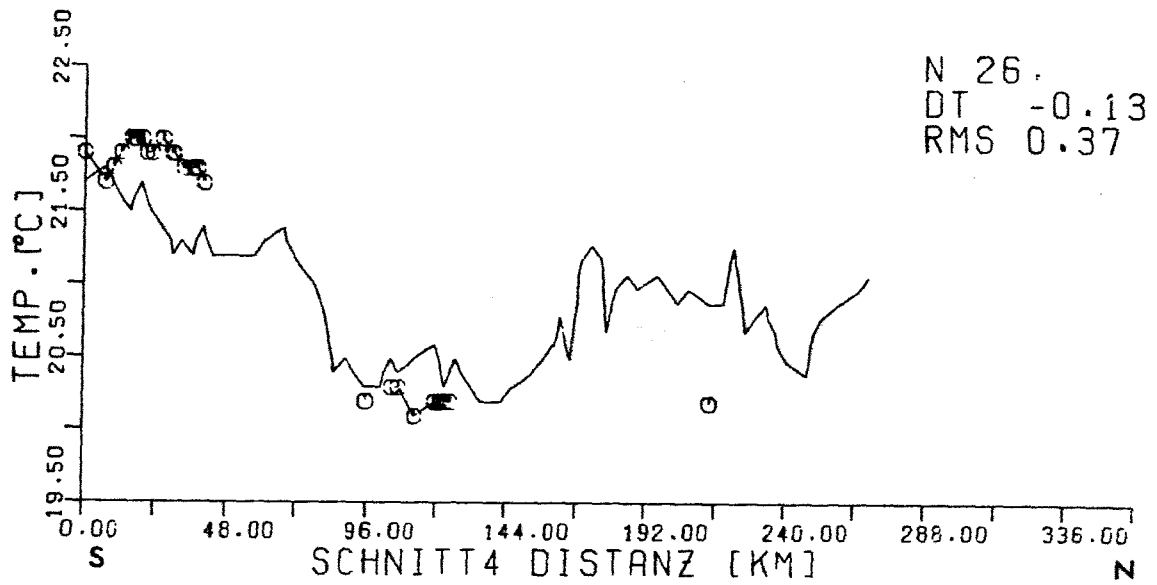


Abb.10-4 d

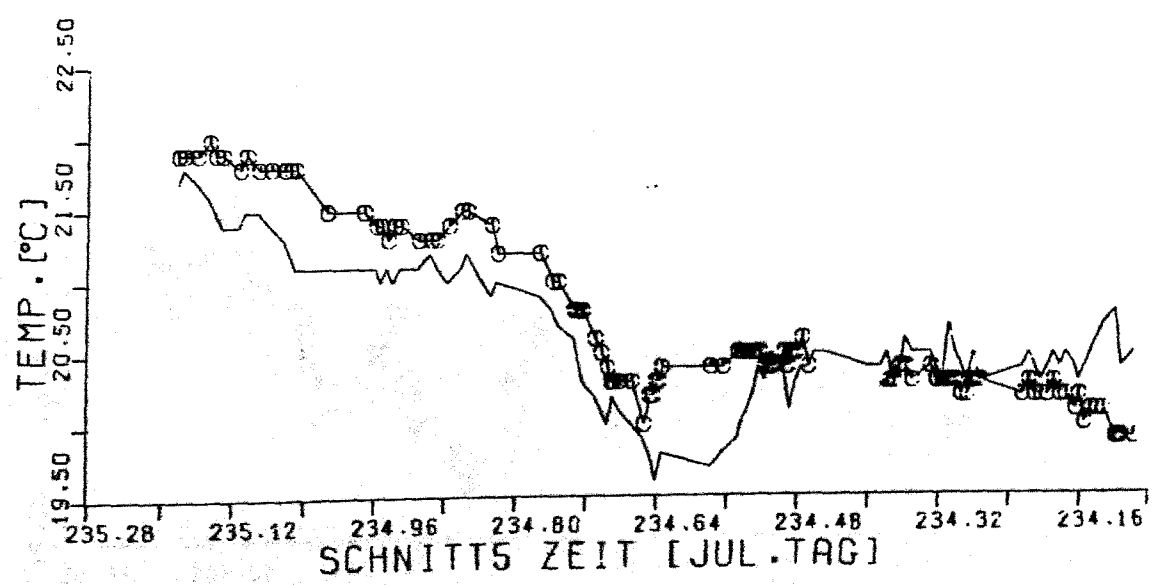
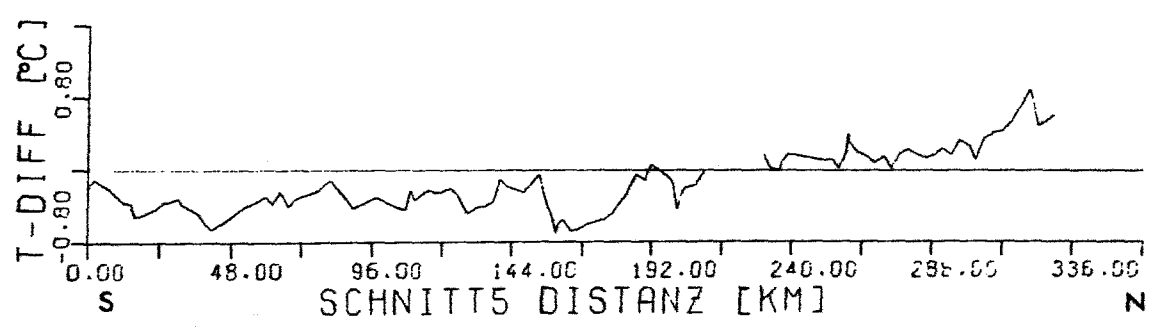
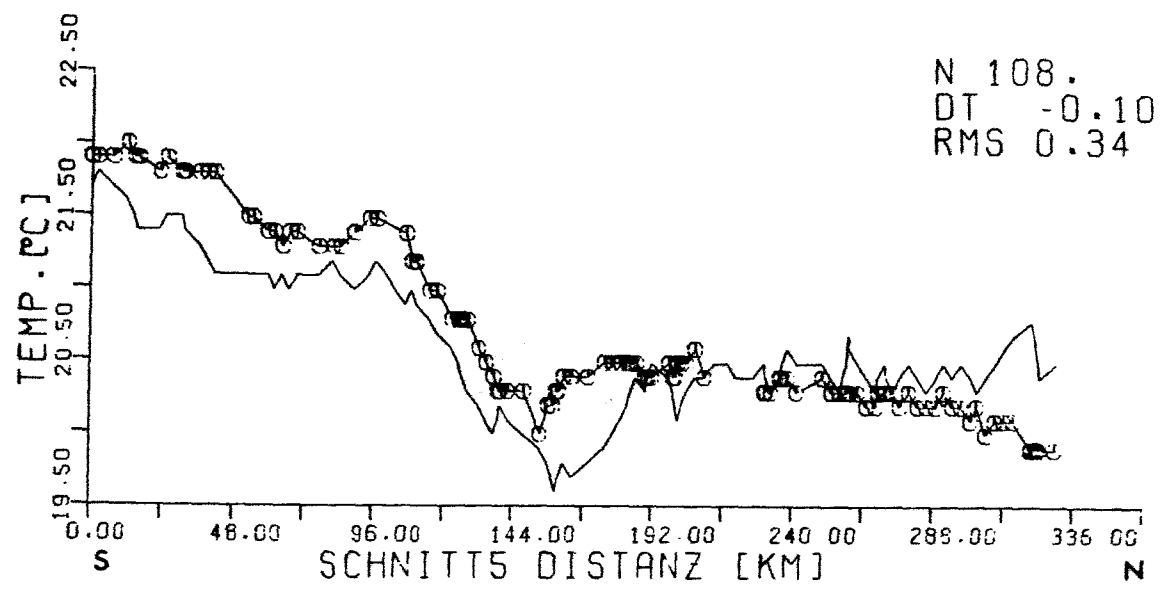


Abb. 10-4 e



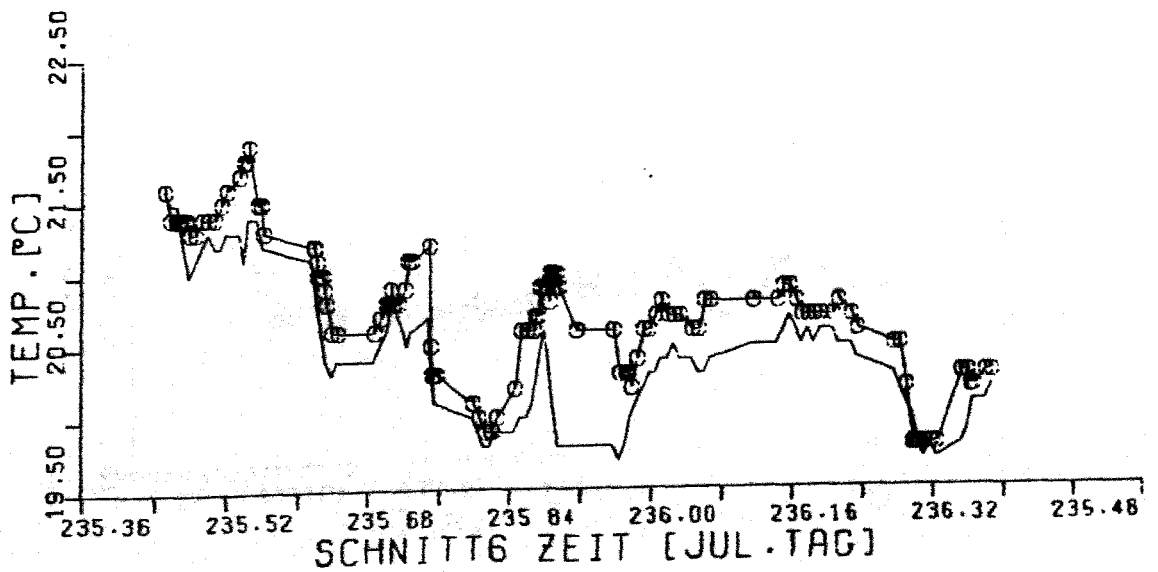
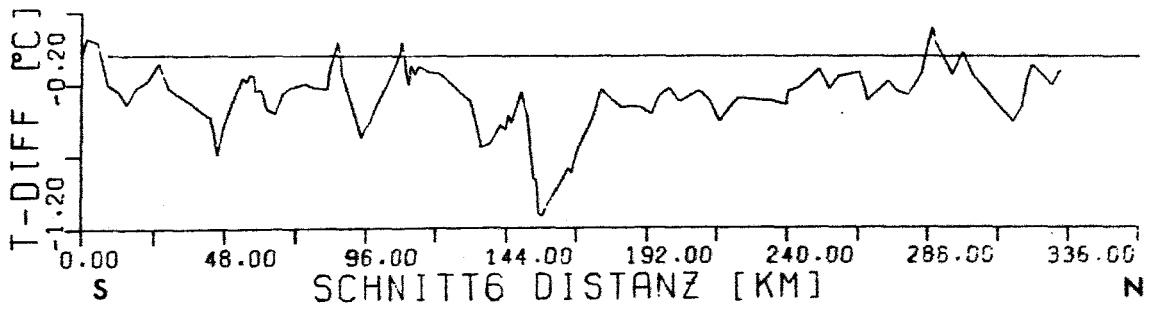
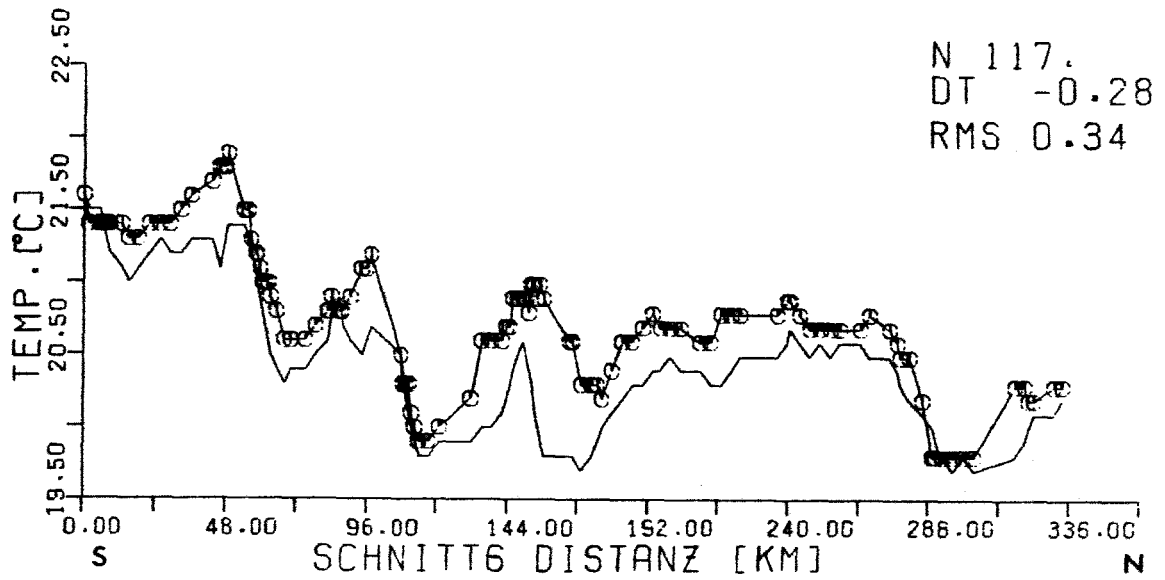


Abb.10-4 f

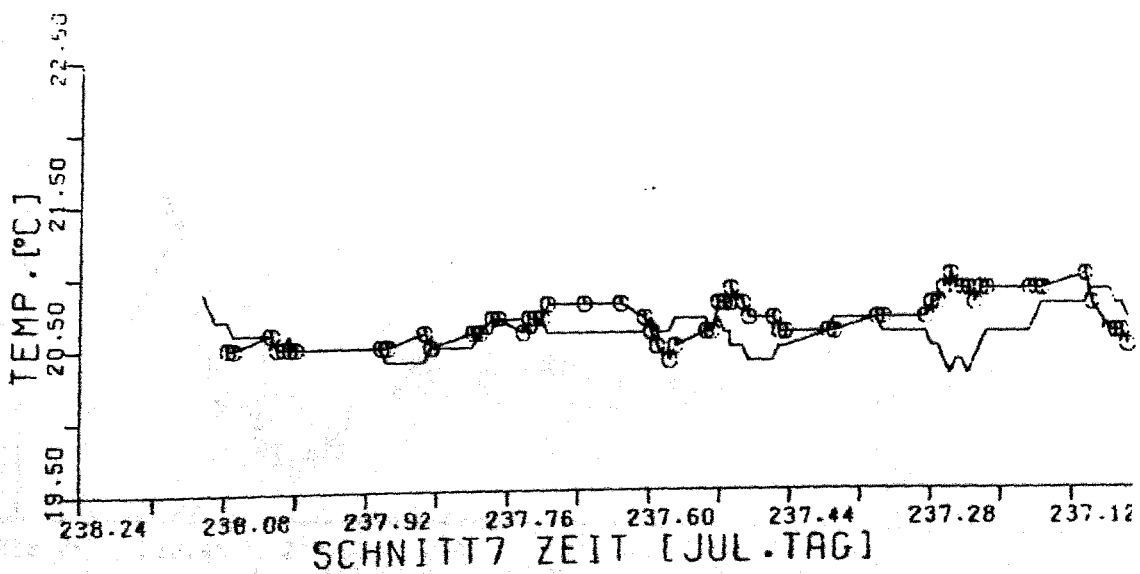
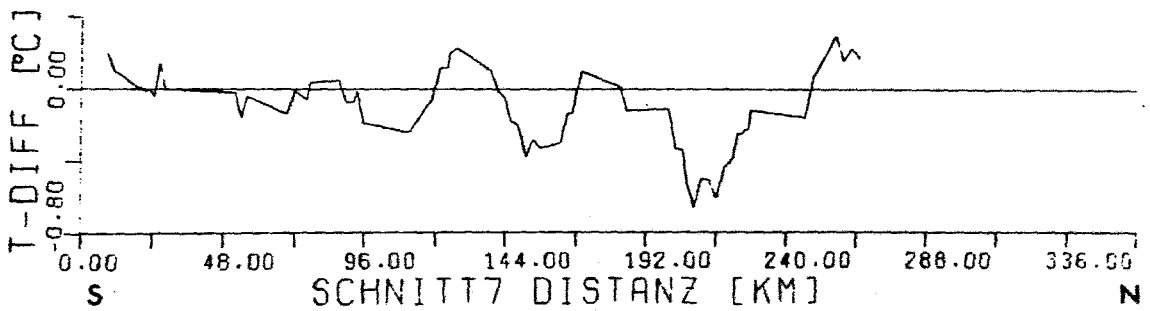
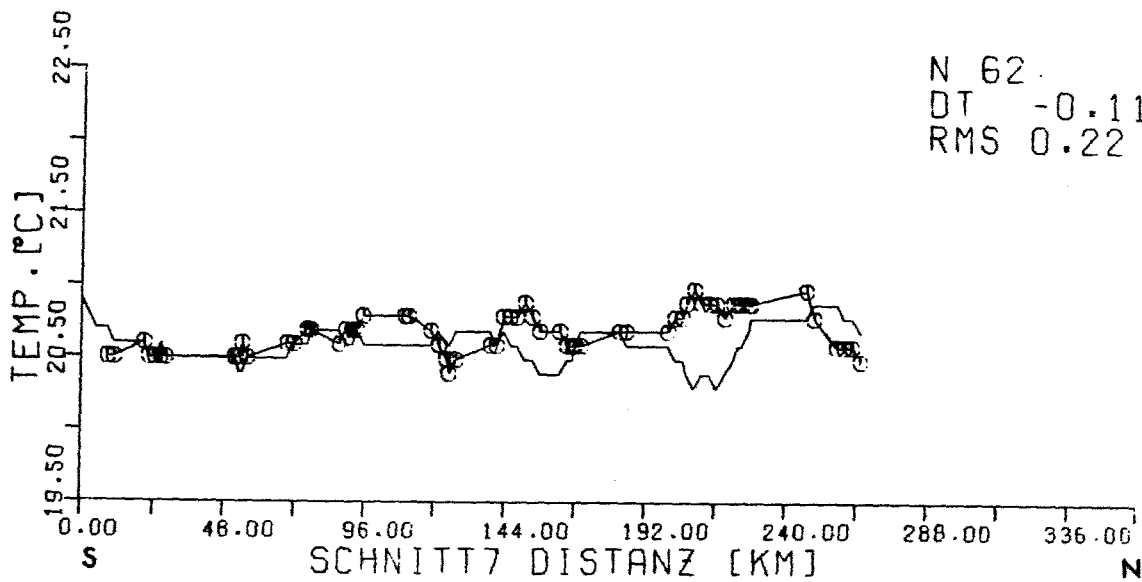


Abb.10-4 g

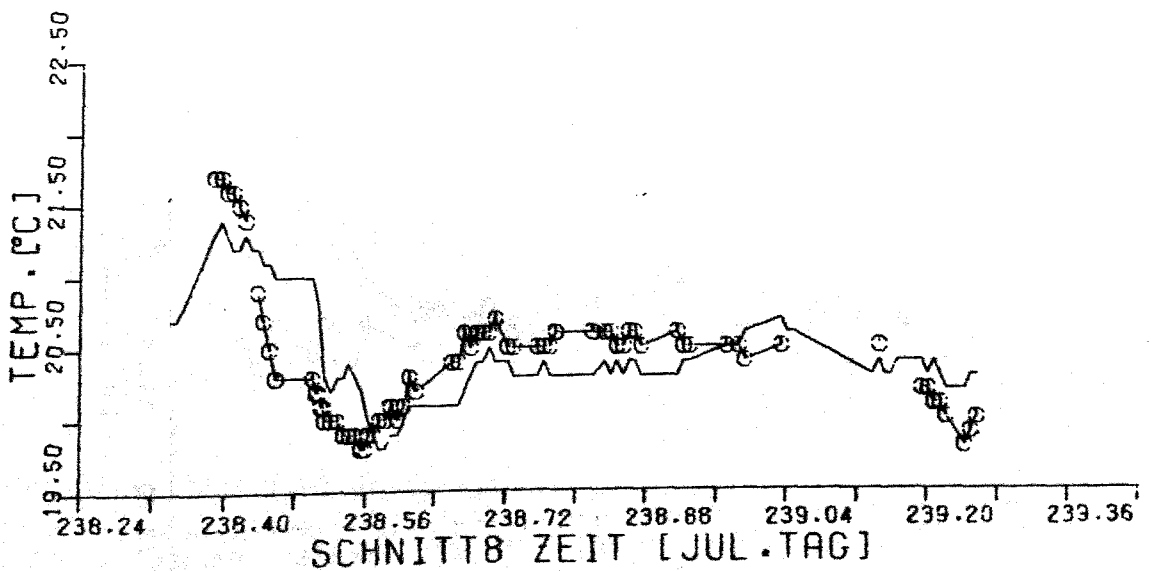
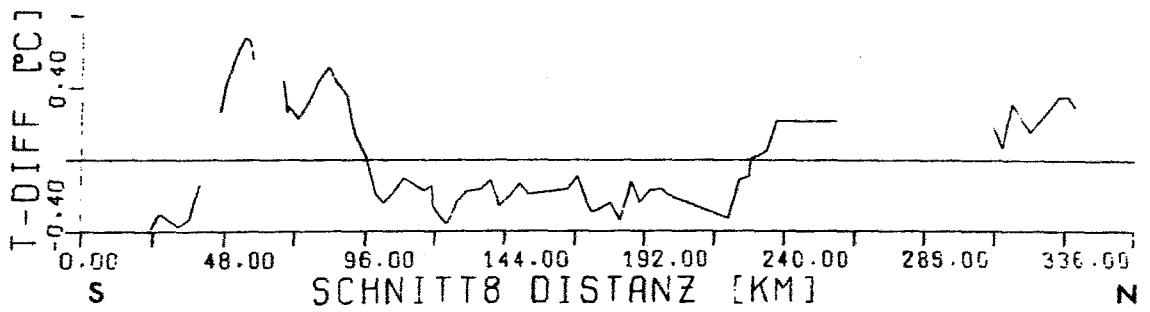
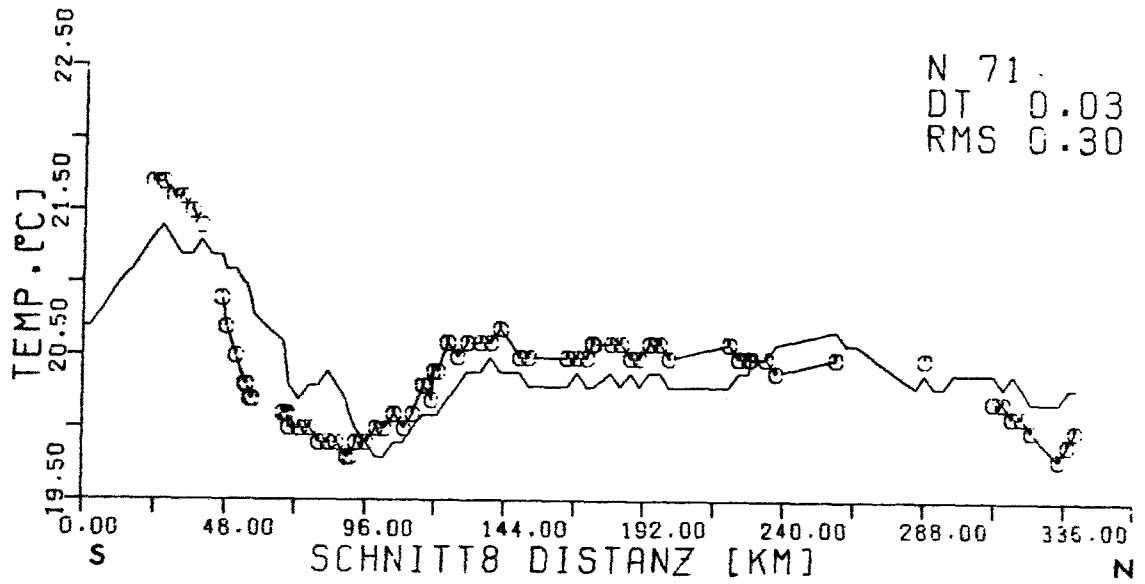


Abb. 10-4 h

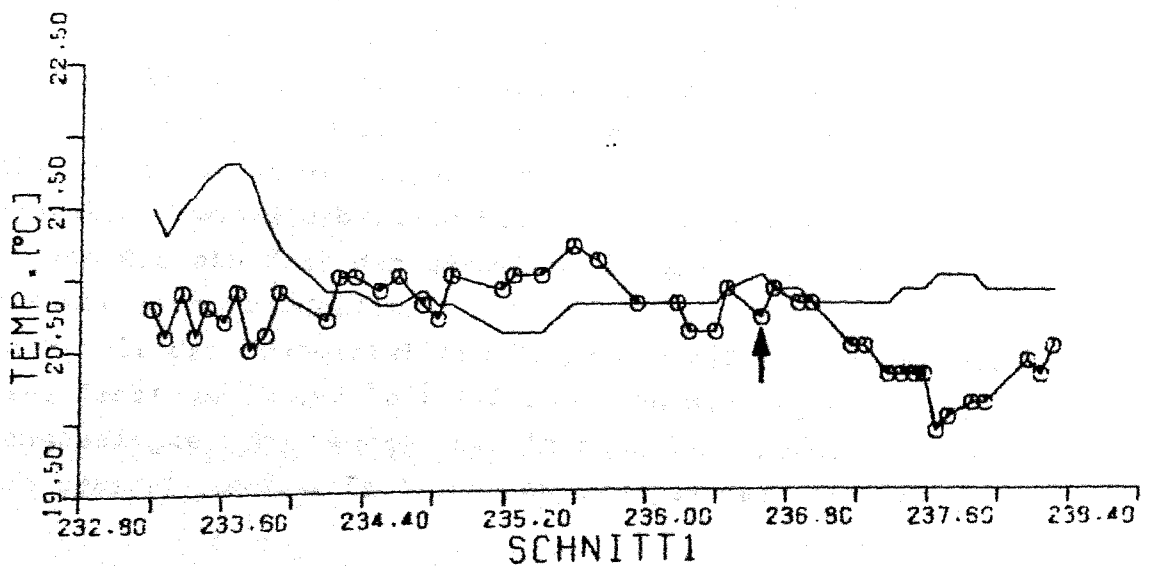
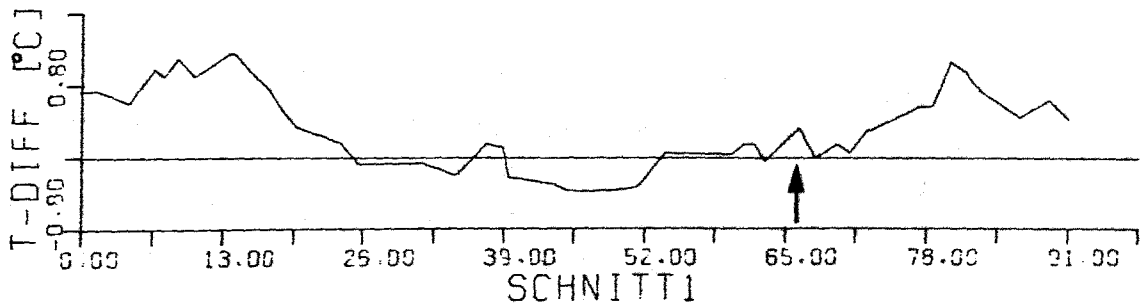
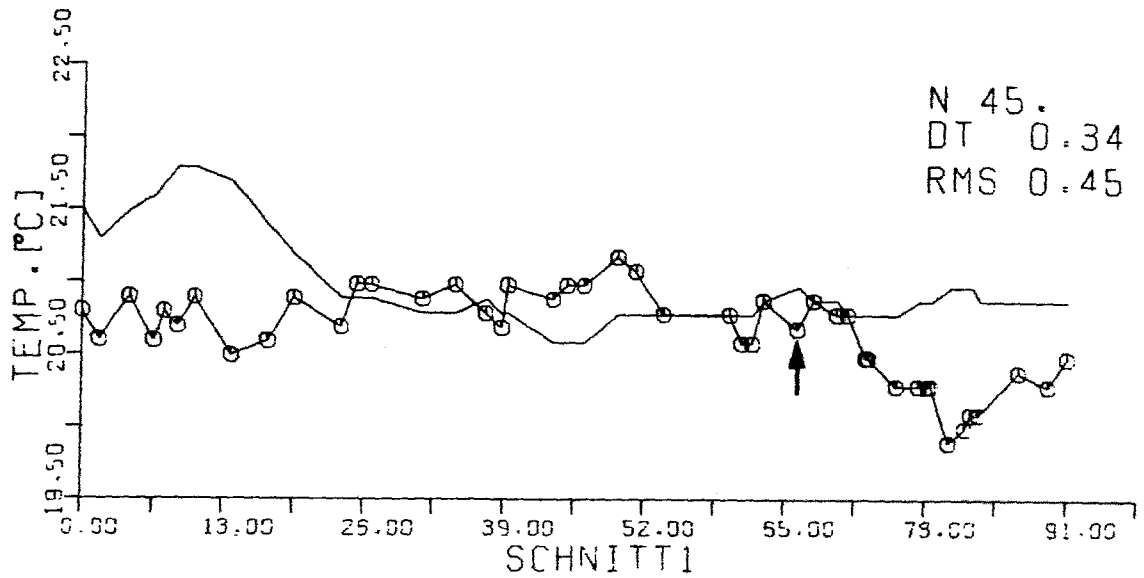


Abb.10-5 Vergleich der vom Drifter 3515 gemessenen Oberflächentemperatur(durchgezogene Linie) mit den radio-metrisch gemessenen Temperaturen(Symbole) für den 24.8.

## 11. Zusammenfassung der Ergebnisse

Für die beiden behandelten Datensätze des AVHRR/2 erweist sich die vorgestellte Verarbeitungsprozedur als sehr zufriedenstellend. Es wird eine hohe Genauigkeit bei der Bestimmung der terrestrischen Koordinaten der einzelnen Bildpunkte erreicht ( $\pm 1$  km bis  $\pm 2.5$  km), obwohl mit idealisierten Bahnparametern gerechnet werden muß, da die jeweils aktuellen Parameter nicht zugänglich sind. Zur Erreichung dieser Genauigkeit ist eine manuelle Anpassung allerdings unumgänglich.

Die Verarbeitung der Daten bei höchstmöglicher geometrischer Auflösung ist vor allem für die Erkennung partiell wolkenbedeckter Bildelemente sinnvoll. Dennoch ergeben sich bei der Wolkenelimination Situationen, in denen die angewandten Testverfahren nicht zufriedenstellend arbeiten. Dies betrifft hauptsächlich Wolkenrandgebiete. Als vollkommen automatisierte Verarbeitungsprozedur kann das Verfahren daher nicht angesehen werden. Es bedarf in unklaren Fällen einer interaktiven Verarbeitung der Daten.

Bei der Verwendung der 2-Kanal-Methode von McClain, 1982, zur Korrektur der atmosphärischen Absorption ergibt sich eine gute Übereinstimmung der radiometrisch gewonnenen Temperaturen mit konventionell gemessenen Oberflächentemperaturen. Die großen Ungenauigkeiten der Temperaturmessungen vom Schiff bzw. Drifter einerseits und vom Satelliten andererseits, sowie die prinzipiell unterschiedlichen Methoden der Temperaturbestimmung erschweren einen direkten Vergleich solcher Messungen. Die mittlere Differenz beider Messungen ist um etwa einen Faktor 2 kleiner als der von McClain angegebene Wert von  $0.78^{\circ}\text{C}$ . Das gleiche gilt für den mittleren Fehler der Einzelwerte. Es muß dabei allerdings berücksichtigt werden, daß sich die in dieser Arbeit vorgenommenen Vergleiche auf einen sehr schmalen Temperaturbereich beschränken, während die Vergleiche von McClain fast den gesamten, im Ozean vorkommenden Temperaturbereich überdecken.

Für einen Teil der festgestellten Temperaturdifferenzen können advektive Prozesse in der Zeit zwischen den Messungen, sowie tagesgangbedingte Schwankungen der in situ Temperatur verantwortlich gemacht werden. Zeitliche Änderungen der vertikalen

len Temperaturgradienten in der Grenzschicht zur Atmosphäre sind als Erklärung der Temperaturdifferenzen zwischen den beiden bearbeiteten Überläufen möglich. Eine Bestätigung dieser Annahme kann nicht gegeben werden, da die erforderlichen Informationen über die Verhältnisse in der Oberflächenschicht des Ozeans nicht vorhanden sind.

Wesentliches Ergebnis der durchgeführten Vergleiche ist die Wiedergabe der Temperaturen der oberen Deckschicht durch die radiometrisch gewonnenen Temperaturen sowie die weitgehende Stationarität der horizontalen Temperaturstrukturen während eines Zeitraumes von mehreren Tagen zwischen beiden Messungen.

Literaturverzeichnis

Anding, D.; Kauth, R.

- 1970 Estimation of sea surface temperature from space  
Remote Sensing Enviromental, 1, p. 217-220

Arking, A.; Levine, J.S.

- 1967 Earth albedo measurements: July 1963 to June 1964  
J. of Atm. Science, 24, p. 721-724

Behnke, W.; Preuß, H.J.; Wiegner, M.

- 1982 Angular sampling of reflected solar radiation over  
different scenes of the earth  
Annalen der Meteorologie(Neue Folge), 18, p. 36-38

Bohrmann, A.

- 1966 Bahnen künstlicher Satelliten, 2. Auflage  
Bibliographisches Institut, Mannheim

Brooks, D.A.; Legeckis, R.V.

- 1982 A ship and satellite view of hydrographic features  
in the western Gulf of Mexico  
J. of Geophys. Res. 87, p. 4195-4206

Brower, R.L.; Gohrband, H.S.; Pichel, W.G.; Signore, T.L.;  
Walton, C.C.

- 1976 Satellite derived sea surface temperature from NOAA-  
spacecraft  
NOAA Technical Memorandum NESS 78, U.S. Department  
of Commerce, Washington, D.C.

Brush, R.J.H.

- 1982 A real time data retrieval system for images from  
polar orbiting satellites  
Ph.D. Thesis, University of Dundee

McClain, E.P.

- 1980 Multiple atmospheric-window techniques for satellite  
derived sea surface temperature  
Oceanography from Space, Plenum Press, p. 73-85

McClain, E.P.

- 1982 Operational implementation of AVHRR-only multi-channel sea surface temperature products  
Mitteilungen der NOAA/NESS vom 12.1.1982

Clauss, E.; Hinzpeter, H.; Müller-Glewe, J.

- 1970 Messungen der Temperaturstruktur in Wasser an der Grenzfläche Ozean-Atmosphäre  
"Meteor" Forschungsergebnisse, Reihe B, p. 90-94

Curtis, W.; Rao, P.

- 1969 Gulf stream thermal gradients from satellite, ship and aircraft observations  
J. of Geophys. Res., 74, p. 6984-6990

Dechamps, P.Y.; Phulpin, T.

- 1980 Atmospheric correction of infrared measurements of sea surface temperature using channels at 3.7, 11 and 12  $\mu$ m  
Boundary Layer Meteorology, 18, p. 131-143

Dietrich, G.; Kalle, K.; Krauss, W.; Siedler, G.

- 1975 Allgemeine Meereskunde, 3. auflage  
Gebr. Bornträger, Berlin, Stuttgart

Dickson, R.R.; Gurbutt, P.A.; Pillai, V.A.

- 1980 Satellite evidence of enhanced upwelling along the european continental slope  
J. of Phys. Oceanogr., 10, p. 813-819

Dickson, R.R.; Hughes, D.G.

- 1981 Satellite evidence of mesoscale eddy activity off Biscay abyssal plain  
Oceanologica Acta, 4, p. 43-46

Downing, H.O.; Williams, D.

- 1975 Optical constants of water in the infrared  
J. of Geophys. Res., 80, p. 1656-1661



Emery, W.J.; Mysak, L.A.

- 1980 Dynamical interpretation of satellite-sensed thermal features off Vancouver-Island  
J. of Phys. Oceanogr., 10(6), p. 961-970

Evans, R.H.; Brown, D.B.

- 1981 Propagation of thermal fronts in the Somali-Current-System  
Deep Sea Research, 28, p. 521-527

Ewing, G.C.; McAllister, E.D.

- 1960 On the thermal boundary layer of the ocean  
Science, 131, p. 1374-1376

Harris, T.F.W.; Legeckis, R.; van Foorrest, D.

- 1978 Satellite infra-red images in the Agulhas Current system  
Deep Sea Research, 25, p. 543-548

Grassl, H.

- 1976 The dependence of the measured cool skin of the ocean on wind stress and total heat flux  
Boundary Layer Meteorology, 10, p. 464-474

Grassl, H.; Koepke, P.

- 1981 Correction for atmospheric attenuation and surface reflectivity in satellite-borne sea surface temperature measurements  
Oceanography from Space, p. 97-107

Imbault, D.; Scott, N.A.; Chedin, A.

- 1981 Multichannel radiometric determination of sea surface temperature: parametrisation of the atmospheric correction  
J. of Appl. Met., 20, p. 556-564

Hasse, L.

- 1971 The sea surface temperature deviation and the heat flux at the sea-air interface  
Boundary Layer Meteorology, 1, p. 368-379

Huh, O.K.; DiRosa, D.

- 1981 Analysis and interpretation of TIROS-N AVHRR  
infrared imagery, western Gulf of Mexico  
Remote Sensing Environment, 11, p. 371-383

Katsaros, K.B.

- 1977 The sea surface temperature deviation at very low  
wind speeds; is there a limit?  
Tellus, 29, p. 229-239

Koepke, P.

- 1982 Meteosat-VIS-Kanal: Signalschwächung durch Wasser-  
dampfabsorption  
Annalen der Meteorologie (Neue Folge), 18, p. 157-160

LeViolette, P.E.

- 1974 A satellite-aircraft thermal study of the upwelled  
waters off Spanish Sahara  
J. of Phys. Oceanogr., 4, p. 676-684

Lauritzen, L.; Nelson, G.J.; Porto, F.W.

- 1976 Data extraction and calibration of TIROS-N/ NOAA  
radiometers  
NOAA Technical Memorandum NESS 107, U.S. Depart-  
ment of Commerce, Washington, D.C.

Lauritzen, L.

- 1980 Amendments to NOAA TM 107-Appendix B  
Mitteilungen der NOAA/NESS vom 21.1.1980

Legeckis, R.V.; Pitchard, J.

- 1976 Algorithm for correcting the VHRR-imagery for  
geometric distortions due to earth curvature,  
earth rotation and spacecraft roll attitude errors  
NOAA Technical Memorandum NESS 77, U.S. Depart-  
ment of Commerce, Washington, D.C.

Legeckis, R.V.

- 1977 Oceanic polar front in the Drake Passage- satellite  
observations during 1976  
Deep Sea Research, 24, p. 701-704

Legeckis, R.V.

- 1978 A survey of worldwide sea surface temperature fronts detected by environmental satellites  
J. of Geophys. Res., 83, p. 4501-4522

Legeckis, R.V.

- 1979 Satellite observations of the influence of bottom topography on the seaward deflection of the Gulf-stream off Charleston, South Carolina  
J. of Phys. Oceanogr., 9, p. 483-497

Legeckis, R.V.; Gordon, A.L.

- 1982 Satellite observations of the Brazil and Falkland currents-1975 to 1976 and 1978  
Deep Sea Research, 29, p. 375-401

Lutjeharms, J.R.E.

- 1981 Features of the southern Agulhas current circulation from satellite remote sensing  
S. Afri. J. Sci., 77, p. 231-236

Möller, F.

- 1973 Einführung in die Meteorologie, Band 2  
Bibliographisches Institut, Mannheim

Maul, G.A.; Sidran, M.

- 1973 Atmospheric effects on ocean surface temperature sensing from the NOAA satellite scanning radiometer  
J. of Geophys. Res., 78, p. 1909-1916

Maul, G.A.

- 1981 Application of GEOS visible-infrared data to quantifying mesoscale ocean surface temperatures  
J. of Geophys. Res., 86, p. 8007-8021

McMillin, L.M.

- 1975 Estimation of sea surface temperature from two infrared window measurements with differential absorptions  
J. of Geophys. Res., 80, p. 5113-5117

McMillin, L.M.; Dean, C.

- 1982 Evaluation of a new operational technique for  
producing clear radiances  
J. of Appl. Met., 21, p. 1005-1024

Minnett, P.J.; Saunders, R.W.; Zavody, A.M.; Llewellyn-Jones, D.T.

- 1982 Performance of the "split-window" at 11 and 12  $\mu$ m  
wavelengths for accurate determination of sea sur-  
face temperature  
Annalen der Meteorologie(Neue Folge), 18, p. 58-60

Paulson, C.A., Simpson, J.J.

- 1981 The temperatur difference across the cool skin of  
the ocean  
J. of Geophys. Res., 86, p. 11044-11054

Payne, R.E.

- 1972 Albedo of the sea surface  
J. of Atm. Science , 29, p. 959-970

Prabhakara, C.; Dalu, G.; Kunde, V.G.

- 1974 Estimation of sea surface temperature from remote  
sensing in the 11 to 13  $\mu$ m window region  
J. of Geophys. Res., 79, p. 5039-5044

Robinson, M.K.; Bauer, R.A.; Schroeder, E.H.

- 1979 Atlas of North Atlantic-Indian Ocean monthly mean  
temperatures and mean salinities of the surface  
layer  
U.S. Navel Oceanographic Office, Ref. Pub. 18,  
Washington, D.C.

Ruff, F.; Koffler, R.; Fritz, S.; Winston, J.S.; Rao, P.K.

- 1968 Angular distribution of solar radiation reflected  
from clouds as determined from TIROS-IV radiometer  
measurements  
J. of Atm. Science, 25, p. 323-334

Saunders, P.M.

- 1967 The temperature of the ocean-air interface  
J. of Atm. Science, 24, p. 269-273

Saunders, P.M.

- 1967a Aerial measurements of sea surface temperature  
in the infrared  
J. of Geophys. Res., 72, p. 4109-4117

Saunders, P.M.

- 1968 Radiance of sea and sky in the infrared window  
800-1200  $\text{cm}^{-1}$   
J. of Opt. Soc. Amer., 58, p. 645-652

Saunders, P.M.

- 1970 Correction for airborne radiation thermometry  
J. of Geophys. Res., 75, p. 7596-7601

Schwalb, A.

- 1978 The TIROS-N/NOAA A-G satellite series  
NOAA Technical Memorandum NESS 95, U.S. Department  
of Commerce, Washington, D.C.

Shenk, W.E.; Salomonson, V.V.

- 1972 A simulation study exploring the effects of sensor  
spatial resolution on estimates of cloud cover from  
satellites  
J. of Appl. Met., 11, p. 214-220

Shenk, W.E.; Salomonson, V.V.

- 1972a A multispectral technique to determine sea surface  
temperature using Nimbus 2 data  
J. of Phys. Oceanogr., 2, p. 157-167

Smith, W.L.

- 1968 An improved method for calculating tropospheric  
temperature and moisture from satellite radio-  
meter measurements  
Mon. Wea. Rev., 96, p. 387-396

- Smith, W.L.; Rao, P.K.; Koffler, R.; Curtis, W.R.  
1970 The determination of sea surface temperature  
from satellite high resolution infrared window  
radiation measurements  
Mon. Wea. Rev., 98, p. 604-611
- Spence, T.W.; Legeckis, R.V.  
1981 Satellite and hydrographic observations of low  
frequency wave motion associated with a cold  
Gulfstream ring  
J. of Geophys. Res., 86, p. 1945-1953
- Stumpf, H.G.; Legeckis, R.V.  
1977 Satellite observations of mesoscale eddy dynamics  
in the eastern tropical pacific ocean  
J. of Phys. Oceanogr., 7, p. 648-658
- Stumpf, H.G.; Rao, P.K.  
1975 Evolution of Gulf Stream eddies as seen in satellite  
infrared imagery  
J. of Phys. Oceanogr., 5, p. 388-393
- Ueno, S.; Haba, Y.; Kawata, Y.; Kusaka, T.; Tereshita, Y.  
1978 The atmospheric blurring effect on remotely sensed  
earth imagery.  
Remote Sensing of the Atmosphere: Inversion Methods  
and Applications, Elsevier Scientific Pub. Comp.,  
Amsterdam, p. 305-319
- Vukowich, F.M.; Chrissman, B.W.  
1980 Some aspects of Gulf Stream western boundary eddies  
from satellite and insitu data  
J. of Phys. Oceanogr., 10, p. 1792-1813
- Walton, C.C.; Brower, R.L.; Signore, T.L.  
1976 Satellite derived sea surface temperatures by multi-  
channel regression  
Proceed. of COSPAR Symposium on Meteorological Obser-  
vations from Space, COSPAR XIX, Philadelphia, Pa.,  
p. 155-159

Warnecke, G.; Allison, L.J.; McMillin, L.; Szekieda, K-H.

1971 Remote sensing of ocean currents and sea surface  
temperature change derived from the Nimbus II  
satellite

J. of Phys, Oceanogr., 1, p. 45-60

Weinreb, M.P.; Hill, M.L.

1980 Calculation of atmospheric radiances and brightness  
temperatures in infrared window channels of satellite  
radiometers

NOAA Technical Report NESS 80, U.S. Department  
of Commerce, Washington, D.C.